

**الأصول العامة**  
**فلا**  
**الجغرافية المناخية**  
**الجزء الأول**  
**( مبادئ أسس نظرية )**

الأستاذ الدكتور  
**فتحى عبد العزيز أبوراضى**  
أستاذ الجغرافية الطبيعية  
عميد كلية الآداب - جامعة الاسكندرية السابق

٢٠١١







الأصول العامة  
في  
الجغرافية المناخية

الجزء الأول  
(مبادئ وأسس نظرية)

الأستاذ الدكتور  
فتحي عبد العزيز أبو راضي  
أستاذ الجغرافية الطبيعية  
عميد كلية الآداب - جامعة الإسكندرية (السابق)

2011











**إهداء**

**تقديراً للمودة .... وإيماناً بالحياة المشتركة**

**واعترافاً بالعون**

**أهدي هذا العمل**

**إلي**

**زوجتي**

**أثابها الله بفضله**





## المقدمة

تعد الدراسات المناخية والحيوية (النباتية والحيوانية) أهم ميادين الدراسات الجغرافية، ليس لأهمية المناخ والغطاء النباتي الطبيعي المباشرة وغير المباشرة في حياة الإنسان وأنشطته المختلفة فحسب، وإنما للتطور المستمر في هذه الدراسات عبر العصور المختلفة، مما جعل علم المناخ والنبات الطبيعي يحتل موقعا متميزا بين العلوم الجغرافية من جهة، والعلوم الخاصة بطبيعة الهواء وخصائصه والتربة والنبات والزراعة والأحياء والتاريخ الطبيعي من جهة أخرى. وهذا مادفع البعض إلى ربط علم المناخ خاصة بعلم الطبيعة الجوية، بينما عدة آخرون عنصروا هاما من عناصر البيئة الطبيعية التي يعيش فيها الإنسان الذي يعد نفسه مخلوقا من الأرض ولكنه في حقيقة الأمر يعيش في قاع محيط عميق من الهواء يغلف كوكب الأرض بأسره.

ورغم الطبيعة الجغرافية لعلم المناخ، الذي يعد فرعاً من فروع علم الجغرافية الطبيعية إلا أنه يعتمد أساساً على النتائج العلمية التي تنتهي إليها الدراسات الطبيعية للغلاف الجوي، ومن هنا فإنه يرتبط ارتباطاً وثيقاً بعلم الأرصاد الجوية (الميتيورولوجيا: علم طبيعيات الجو)، حيث يهتم كل منهما بمعالجة نفس الموضوعات تقريباً، وإن اختلف المنهج والهدف بينهما، إذ أن كلاهما يعتمد على الآخر، ويأخذ منه ليعطيه. وبالإضافة إلى اعتماد الباحث أو الدارس في مجال علم المناخ على بيانات ومعطيات قياسات الأرصاد الجوية، فإنه يضطر في كثير من الأحيان أن يأخذ في حسابه المفاهيم الأساسية المستخدمة في مجال علم الأرصاد الجوية، لما لذلك من دور في ملحة القدرة على تفسير التباينات المكانية والإختلافات الزمانية للأحوال الجوية وتعليلها.

ولقد انتهجنا في كتابنا هذا أسلوباً وصفيّاً تحليلياً وتعليلياً جغرافياً، وهو أسلوب لاغنى عنه إذا أنه يساعد، بسهولة ويسر، على توصيل الحقائق العلمية وإيصال أسس المعرفة الجغرافية المناخية للأذهان الناشئة في مجال الدراسة الجغرافية بعامة، فبدون الأسس والقواعد لا يمكن أن ينهض الصرح، أو تستقر الأصول عند المستجدين من طلاب هذه المعرفة. والكتاب الذي بين أيدينا الآن يعالج تلك الأسس بوسيلة لائقة من الاقتضاب والابتناء من التفصيل وذلك لكي يستفيد منه الطالب المبتدئ والباحث المتخصص.

وقد كان هذا الإدراك الدافع الأساسي لإعداد هذا الكتاب، وهو يمثل الجزء الأول من مؤلفنا، الذي نحاول أن نقدم فيه موضوعات تتناول مناخ الأرض بشكل يعكس المجالات والأنظمة التي يشملها كما يقدم مجموعة من المعلومات الأساسية في هذا العلم ويقترح الطرق التي يمكن أن



يستفاد بها من هذه المعلومات، هذا بالإضافة إلى الجزء الثاني الذى منقدم فيه موضوعات تتناول الحياة النباتية والحيوانية الطبيعية وعلاقتها بالمناخ والتربة والتضاريس والإنسان الذى يعيش على سطح هذا الكوكب. ومن هذا المطلق فإن هذا الجزء الأول من مؤلفنا يهتم بتناول دراسة المناخ كنظام يتكون من مجموعة من العناصر المناخية الرئيسية على سطح الأرض، ومحاولات تقسيمه إلى أقاليم مناخية، ثم دراسة الخصائص الهامة لكل إقليم منها. ويسبق ذلك تعريف علم المناخ وأهميته والدراسات المتصلة به وتطوره وفروعه، ودراسة الغلاف الجوى وخصائصه دراسة طبيعية مجردة، بالإضافة إلى دراسة العوامل الجغرافية المؤثرة فى المناخ.

ويتألف الكتاب بين أيدينا من سبعة موضوعات تضمها سبعة فصول، خصص الفصل الأول منها لتحديد مجال دراسة علم المناخ وتطوره، وعلاقته بعلم الأرصاد الجوية، والعناصر المناخية التى يتكون منها المناخ الذى ينظر إليه الآن كنظام له مكوناته من عمليات داخلية وخارجية، هذا بالإضافة إلى فروع علم المناخ المتعددة. بينما أفرد الفصل الثانى للغلاف الجوى والعوامل الجغرافية المؤثرة فى اختلاف المناخ وتباينه على سطح الأرض. ويتناول الفصل الثالث دراسة الطاقة الإشعاعية والحرارة فى نظام المناخ حيث تنتج كل جوانب هذا النظام من انتقال الطاقة وتحولاتها بين نظام الأرض - الجو. والطاقة التى تحرك المناخ هى محور هذا الفصل الأساسى مع إبراز علاقتها بحرارة الأرض وأنماط توزيع درجاتها على سطح الأرض. أما الفصل الرابع فقد خصص لدراسة الضغط الجوى والدورة الجوية العامة فى نظام المناخ وذلك لكى نفهم مناخ كوكب الأرض على أساس معرفة الحركات الأفقية فى الجو بالإضافة إلى نظامى الطاقة والماء. ومن هنا كان الإهتمام فى هذا الفصل بدراسة الدورة الجوية العامة ودورها لكى تحافظ على المناخ الحالى كما نعرفه، بالإضافة إلى دراسة تفصيلية عن القوى التى تعمل على توليد الحركات الأفقية فى الغلاف الجوى مما يمدنا بفهم أفضل للعمليات التى تتحكم فى مناخ الأرض بشكل عام وكذلك مناخ أقاليمها الرئيسية المختلفة. وخصص الفصل الخامس لدراسة حركة الهواء ومراكزها فى نظام المناخ. وتتمثل حركة الهواء فى انتقاله من مكان لآخر سواء كان هذا الانتقال أو الحركة رأسياً أو أفقياً فى شكل تيارات هوائية صاعدة أو هابطة أو فى صورة رياح عليا وسطحية. بالإضافة إلى دراسة مراكز هذه الحركة وتأثيراتها المناخية المختلفة سواء ماتمثل منها فى الكتل الهوائية والإنخفاضات والارتفاعات الجوية والأعاصير أو الزوابع المدارية بأنواعها المتمثلة فى الترنادو والهاريكين والديفون. وفى الفصل السادس عولجت الدورة المائية وتفاعلاتها فى نظام المناخ من حيث أن الماء فى كل أشكاله، وكذلك فى كل أنشطته المختلفة فى الجو يلعب دوراً هاماً للغاية ليس على المناخ فحسب بل أيضاً على الحياة ذاتها. وقد ركزت الدراسة فى هذا الفصل على توضيح هذا الدور عند السطح الفاصل بين الهواء والأرض حيث



تكون تبادلات الطاقة حيوية، فدرس التبخر والرطوبة ثم تبعها دراسة السحب والتساقط من حيث قياس كمياته وتوزيعه وأنواعه وأنظمته. واستعرض الفصل السابع تصنيف المناخ والأقاليم المناخية عن طريق تقديم وصف كمي للمناخ يهدف إلى تحقيق وصف دقيق للظروف المناخية التي يمكن أن تحدث عند أي مكان على سطح الأرض ضمن إطار علم المناخ الإقليمي الذي يعد فرعاً من فروع علم المناخ يهتم بالباحية التحليلية والتركيبية بغية تقسيم العالم إلى أنماط مناخية، ودراسة الصفات المناخية المميزة ضمن وحدة مكانية، وتوضيح أسباب اختلاف تلك الصفات من منطقة لأخرى. بالإضافة إلى ذلك شرحت المحاولات الخاصة بتصنيف مناخ العالم وتقسيمه إلى أقاليم مناخية مميزة اعتماداً على أسس موضوعه لتصنيف المناخ وعلى طرق وأساليب لهذا التصنيف معروفة تحدد في ثلاثة أساليب هي: الأساليب الأصولية والحيوية والتجريبية، ولكل منها تصنيفاته المتعددة. التي أفضت إلى تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية أربعة ينقسم كل منها إلى أقاليم فرعية مميزة أيضاً.

وغنى عن البيان القول بأن الجغرافية المناخية - بالشكل الذي ورد في هذا الكتاب - تقوم على شرح الحقائق العلمية، مما يستدعي من القارئ بذل المزيد من الجهد في استيعاب تفصيلاتها، لذلك كان لأبد أن يكتب المتن بأسلوب سهل، وعرض المعلومات والمفاهيم الأساسية عرضاً مبسطاً ولكنه شاملاً للتطورات الحديثة في ميدان الجغرافية المناخية، كما زدنا الكتاب، في المواضع المناسبة، بأشكال توضيحية وخرائط وأشكال بيانية وصور تعين القارئ على استيعاب مضمون الكتاب. وفهم فحواه. ولاندعى أننا أخطأنا بكل أسس المادة، أو أننا جمعنا العلم من أطرافه أو أمسكنا بكل خيوطه، فهناك موضوعات كثيرة مما يدخل عادة ضمن إطار الجغرافية المناخية روى عدم الخوص فيها، أما تجنبنا لتضخم حجم الكتاب، وتجاوزه المقدر الزملي المفروض لهذا المقرر، أو لكون بعض الموضوعات مما يعد من المشاكل المتشعبة والمعقدة ويتطلب فهمها الإلمام بكثير من العلوم الأخرى مثل علم طبيعة الجو وعلم الأرصاد الجوية (المتيورولوجيا). فعلى سبيل المثال يتعرض الكتاب لأسس وطرق وأساليب تصنيف مناخ العالم وما يتمخض عن كل تصنيف من تقسيم للعالم إلى أقاليم مناخية خاصة، فلم يعالج الكتاب تقسيماً مناخياً للعالم معالجة تفصيلية شاملة. وقد حاولنا جهدنا أن ندرس بعناية الحقائق الرئيسية في الجغرافية المناخية، وأن نبرز جوانب مختلفة عنها تضاف إلى ما كتب من قبل.

وفي المحصلة، لاندعى أننا قدمنا الجديد في عالم التأليف أو خلقنا كل ما جاء في مضمون هذا الكتاب، ولاندعى أننا أضفنا به إلى العلم نظريات جديدة، لأنه كتاب دراسي يعالج القواعد الأساسية وتفسير الحقائق والشواهد البارزة وتعليل السمات والمعامل المميزة للمناخ على سطح الأرض. وسوف يتضح للقارئ أن الكتاب في مادته العلمية يعتمد على كثير من أهم المراجع

الأجنبية والعربية التي عالجت وتعالج نفس موضوعات هذا الكتاب، وقد أثرنا عدم ذكر هذه المراجع في الحواشي وأكتفينا بالحاقها في ثبوت في نهاية الكتاب ليرجع إليها من يريد التوسع في البحث والتعمق في الدراسة والوقوف على التفصيلات. ولا يقتصر ذلك على المتن فحسب، بل أن معظم الخرافات والأشكال التوضيحية والرسوم البيانية قد نقلت من هذه المراجع بشئ من التصرف. ونود هنا أن نذكر أن من بين المراجع التي استعنا بها في إعداد هذا الكتاب مرجعاً هو كتاب «علم المناخ المعاصر» Contemporary Climatology المطبوع عام ١٩٨٨ للمؤلفين Ann Henderson - Sellers & Peter J. Robinson : لا اعتقادنا بأنه يمثل واحداً من أفضل ما كتب في موضوع الدراسة المعاصرة للمناخ، ولقد اعتدنا بأن تناوله الشامل للأسس المتعلقة بالظواهر والعمليات الجوية والمناخية يمكن أن يكون له فائدة للطلاب والمهتمين بهذا اللون من المعرفة. وقد سبقنا إلى ذلك الدكتور محمد نجيب عبد العظيم في محاولته التي ظهرت عام ١٩٩٦ والتزامه واستناده إلى نفس المرجع الأجنبي على وجه الخصوص مضموناً وتبويماً، إلا أننا لم نلتزم بمثل ما التزم به، بل قمنا بتعريب بعض فصوله - بتصرف - التي تم اختيارها لما وجدت فيها من الشمولية والدقة، أكدتها العلاقات الرياضية العديدة التي أبرزت الترابط القائم بين المناخ وجوانب البيئة الطبيعية والبشرية. إلا أنني لمست بعض النقص في فصول أخرى ووجدت إمكانية سده بما توافر لدينا من معطيات ومعلومات تغلّى عن تلك الفصول. وقد استعنت في ذلك بعدد من المؤلفات من أهمها كتاب "Atmosphere, Weather and Climate" لمؤلفيه R.G. Barry & R. J. Chorley المطبوع عام ١٩٨٢ وكتاب "General Chmatology" لمؤلفه H. J. Critchfield والمطبوع عام ١٩٦٦، وأستعنا كذلك ببعض المؤلفات العربية والتي من أهمها الكتب التي وضعها الدكتور علي حسن موسى، ويأتي على سبيلها كتاب «مناخات العالم» المطبوع عام ١٩٨٩، وكتاب «الطقس والمناخ - دراسة في طبيعة الجو وجغرافية المناخ» لمؤلفه الدكتور فهمي هلالى أبو العطا (ب.ت)، وكتاب أسس الجغرافية المناخية والنباتية للدكتور على علي البنا المطبوع عام ١٩٦٨ وكتاب الجغرافية المناخية والنباتية للدكتور عبد العزيز طريح شرف المطبوع عام ١٩٧٤، وكتاب أصول الجغرافية المناخية للدكتور حسن سيد أحمد أبو العينين المطبوع عام ١٩٨٨، وكتاب الجغرافية المناخية والحيوية للدكتور جودة حسين جودة المطبوع عام ١٩٩٦. بجانب العديد من الكتب والأبحاث الأجنبية والعربية الواردة في قائمة المراجع في نهاية هذا الكتاب.

والكتاب بصورته الحالية وموضوعاته المحددة لا يبرز أمثاله ولا يزاحم أقرانه، في نفس الميدان، ليحل محلهم، كما لا ينكر الجهود المشكورة التي بذلت في ذات المجال، فما زال بالمكتبة الجغرافية العربية متسع لاستيعاب هذا الكتاب على الأقل لمجرد تنويع وتعدد المراجع أما القارئ

العام والطالب فى المرحلة الجامعية الأولى والباحث المتخصص فى ميدان الجغرافية الطبيعية بصفة عامة، ليلهل منها الجميع كل حسب احتياجه. وأود هنا أن أتقدم بالشكر الجزيل إلى كل من شجعتنى وعاونتنى على اخراج هذا الكتاب ومراجعة أصوله، وأخص بالشكر اساتذتى وزميلاتى بقسم الجغرافيا بكلية الآداب - جامعة الاسكندرية الذين أفدت كثيراً من توجيهاتهم السديدة، وارشاداتهم القيمة، كما أود هنا أن أزجى الشكر للحاج صابر عبد الكريم صاحب دار المعرفة الجامعية بالاسكندرية على تفصله بطباعة ونشر هذا الكتاب. وشكرى الجزيل وأمتنانى العظيم إلى زوجتى التى كانت تخفف الأعباء وتهون الصعاب وتعين على الصبر، وأولادى: الدكتور مهندس أيمن - حفظه الله فى غربته - والمحاسبة شيرين والمهندسة سارة الذين طوقوا جهدى بجهودهم ولولاهم وبدون تشجيعهم ومساعدتهم لما رأى هذا العمل النور.

وبعد، أرجو أن يكون هذا الكتاب قد حقق الغرض الذى استهدفته، وأن يكون لبنة أضعتها فى هذا المجال بين يد القارئ، وإسهاماً فى إنماء الدراسات الجغرافية المناخية، وأن يجد المهتمون بمثل هذه الدراسات من جغرافيين وغيرهم الفائدة التى أرجوها لهم، كما أرجو أن أكون قد وفقت فى حمل جزء من الرسالة التى تتعهدا الجامعة، وفى الوفاء بجزء مما أدين به للعمل الذى اضطلع بأعبائه، وقد بذلت قصارى الجهد وما أتوقع الكمال فهو لله وحده، أستمد منه العون والرشاد، وأبتغى من فضله التوفيق والسداد، له الحمد والتمجيد كما يرضى، وأسأله من خير ما حتم وقضى، عليه التوكل، وبه نستعين، وعليه قصد السبيل.

الاسكندرية - ثروت

أول يوليو ٢٠٠٥

دكتور فتحي عبد العزيز ابوراضى





المحتويات





السحب والعمليات المكونة لها (٢٢١)، التساقط  
(٢٣٩)، الميزانية المائية (٢٦٢).

### الفصل السابع: تصنيف المناخ والأقاليم المناخية

مقدمة (٢٦٧)، أسس تصنيف المناخ (٢٦٨)، طرق تصنيف  
المناخ (٢٧٠)، الأسلوب الأصولي في التصنيف المناخي  
(٢٧٢)، الأسلوب الحيوي في التصنيف المناخي (٢٧٩)،  
الأنواع الرئيسية للمناخ وتقسيماتها الفرعية (٢٨٢)، الأسلوب  
التجريبي في التصنيف المناخي (٢٩٨)، أقاليم العالم المناخية  
(٣١٣).

### المراجع

المراجع العربية (٣١٩)، المراجع الأجنبية (٣٢٠).





# الفصل الأول

## علم المناخ

مجاله، تطوره، فروعہ





# الفصل الأول

## علم المناخ

### مجالاته ، تطوره ، فروع

#### مقدمة

يؤثر الغلاف الجوى المحيط بكوكب الأرض بطرق متعددة فى المجالات المختلفة فى حياة الإنسان اليومية، فكثيراً ما يتجاوب الإنسان مع هذا التأثير تلقائياً مثلما يحدث حين يفكر فيما إذا كان سيحتاج لمظلة المطر فى يوم ما. وعلى المدى الزمنى الطويل تعكس منازلنا تأثيرنا بالمناخ، فقد نقوم مثلاً بشراء أو تركيب أجهزة التدفئة بالمنازل إذا كنا نتوقع شتاءً بارداً أو جهاز تكييف ليخفف من حدة الحرارة فى الصيف. وعندما نفكر فى زراعة حقل أو حديقة منزلية فإننا نفكر بالضرورة فيما ستكون عليه الأحوال الجوية أو المناخية مستقبلاً، بل أن التخطيط فى القيام بعملية خارج مكان إقامتنا غالباً ما يتطلب الأمر تفكيراً دقيقاً فيما ستكون عليه حالة الجو فى زمن ومكان العطلة. وكما أن الأفراد يتأثرون بالمناخ فالصناعات الكبرى تتأثر به كذلك، فشركات الكهرباء مثلاً يجب أن تتأكد من قدرة محطات التوليد الخاصة بها على توفير القدر المطلوب من الطاقة لمواجهة أشد أيام الشتاء برداً أو أشد أيام الصيف حرارة. ومؤسسات المياه ومراقبيها كذلك يجب عليها أن تتأكد من توفير احتياطي كاف من المياه لمواجهة الاحتياجات أثناء فترات الجفاف الطويلة. وهذه المشكلات، هى مشكلات تطبيقية، وهى فى واقع الأمر مشكلات مناخية تتطلب توقعات بحالات المناخ المستقبلية. ويستهدف علم المناخ الحديث والمعاصر إيجاد الطرق المناسبة لصياغة الحلول الأفضل لهذه المشكلات.

ولئن كان الإنسان قد استطاع أن يغير بعض الشئ من مظاهر سطح الأرض وأن يغزو الفضاء فإنه لم يزل وسيظل خاضعاً لسلطان المناخ والظواهر الجوية وهو يحاول أن يتحایل على الظروف المناخية بوسائل خاصة ليلانم حياته مع المناخ وظروفه المختلفة. وبالرغم من محاولة الإنسان تفهم العوامل التى تتحكم فى الظواهر الجوية منذ القدم إلا أنه لم يتوصل بعد إلى تفسير مظاهرها جميعاً، ولا تزال مجهوداته ضئيلة بالنسبة إلى عظم تأثير المناخ على مخيئة الإنسان ومجالات حياته المختلفة.

#### مجال علم المناخ

ولقد اتسع مجال علم المناخ بشكل كبير فى السنوات الأخيرة، وتوجد الآن منظومات من الأساليب المتاحة لعلماء المناخ والمهتمين بالأرصاد الجوية الباحثين عن حلول لمواجهة المشكلات المختلفة المرتبطة بالأحوال المناخية. ولقد كان الدور التقليدي لعلم المناخ هو أن يقوم بدراسة وتحليل قياسات عناصر المناخ المتاحة عبر سنوات طويلة وأن يستخدم هذه البيانات فى

تفسير وتحليل الظواهر الجوية والأحوال المناخية السائدة في وقت معين وأن يستنتج منها رؤية أو توقعات للمستقبل. ورغم أن الملاحظات والقياسات التي كانت متاحة كانت في معظمها ملاحظات سطحية عامة (أى مأخوذة من على سطح الأرض) مما يعنى أن استنتاجاتها تمثل تفسيرات محدودة وجزئية لعناصر الجو وظواهره، إلا أنها كانت لاتزال تمثل مصدراً هاماً للمعلومات، فعالم المناخ لا يزال يستخدم هذه المعلومات والبيانات المترجمة عبر السنين الطويلة ويوظفها في ضوء فهمه للعمليات المناخية لكي يقدم حلولاً وإجابات لعدد من المشكلات العملية التطبيقية لسنوات طويلة قادمة.

ولقد ساعد استخدام الأقمار الاصطناعية Satellites في متابعة ودراسة المناخ وفي رصد الظواهر الجوية على تطوير الرؤية المحدودة للمناخ وتوسيع آفاقها. فقد مكنت هذه الأقمار من رؤية المناخ كوحدة شاملة تغطي سطح كوكب الأرض بأكمله لأول مرة. وقد نتج عن هذا تبلور حقيقة أن هناك نظاماً مناخياً يمر فيه مناخ منطقة معينة من العالم بتغير مستمر وأن هذا التغير يرتبط ليس فقط بمناخ مناطق أخرى من الأرض، بل كذلك بالتغيرات والظواهر الجوية والمناخية التي تحدث بالمحيطات أو بمناطق الغطاء الثلجي والجليد في المناطق القطبية، بل أنه يتأثر كذلك بالأرض ذاتها. ولقد ساهمت هذه الرؤية المتطورة في تحسين فهم النظام المناخي بأكمله وهو ما ينعكس في عمل النماذج المناخية Climatic Models. هذه النماذج - وهي غالباً ما تصاغ في شكل تعبيرات رياضية ومعادلات - تعبر عن القوانين الطبيعية التي تحكم الظروف المناخية. ومن النتائج الهامة لهذا أنه أصبح من الممكن الآن عمل التنبؤات طويلة المدى ومعرفة التغيرات المناخية التي يمكن أن تحدث ومعرفة أسبابها كذلك.

وفي الوقت الذي كانت هذه التطورات العلمية في مجال الأرصاد الجوية والمناخ تتحقق يوماً بعد يوم كان الاهتمام والوعى بأهمية الظواهر المناخية والجوية يتزايدان باضطراد. ولقد أدت الكوارث المناخية إلى إزكاء روح هذا الاهتمام، كحالات الجفاف الكثيرة التي اجتاحت مناطق عديدة من العالم في أوائل السبعينيات والتي لا يزال بعضها مستمراً - أو على الأقل مازالت آثاره ظاهرة - حتى الآن. ومما زاد من الاهتمام في العالم بأكمله في السنوات الأخيرة بالمناخ وبمتابعة التغيرات الجوية على مستوى كوكب الأرض القلق المتزايد من الآثار الضارة لتزايد التغيرات المناخية الناتجة عن النشاط البشرى المكثف والمتصاعد، كزيادة معدلات تركيز غاز ثاني أكسيد الكربون في الهواء نتيجة تزايد استخدام الوقود الحفري والمحروقات الكربونية، وهذا قد أدى بدوره إلى مزيد من الاهتمام من قبل المهتمين بعلم الأرصاد الجوية Meteorology والمناخ Climatology لتحسين الوعي المناخي من أجل مزيد من الفهم للعمليات والظواهر المناخية وتطوير القدرة على التوقع بالأحوال الجوية المستقبلية.

ومن أجل الإلمام بهذه الرؤية المناخية الحديثة فإن هذا الفصل يقدم مدخلاً عاماً لموضوع علم المناخ مركزاً الدراسة أولاً على وجهة النظر الحديثة في هذا العلم بشئ من التفصيل، ثم يلي ذلك مراجعة سريعة للتطورات التي طرأت في مجال هذا العلم مع التركيز كذلك على الحدود



والضوابط التي تقيد من إدراكنا في هذا الموضوع سواء كانت حذراً خاصة بالملاحظات والملاحظات الجوية أو ضوابط بالجوانب النظرية لموضوع علم المناخ

## علم المناخ Climatology

الاجو Atmosphere بأنه جسم من المادة الموجودة في حركة مستمرة، وقد يتراوح مدى هذه الحركة بين حركة الجزيئات الصغيرة، والتي نشر بها، في حرارة مثلاً إلى حركات تشمل مساحات شاسعة من كوكب الأرض كذلك التي تنتج عنها أنظمة الرياح العائدة، واسعة المدى لكوكب الأرض. وهذه الحركة نفسها أياً كان حجمها تؤدي إلى حدوث تغيرات في بناء وتكوين الجو. ولعل من أوضح الأمثلة على ذلك دورة الماء وبخار الماء في الطبيعة، والتي ينتج عنها تكون السحب وحدث المطر أو أشكال التساقط الأخرى. كل هذه الحركات وآثارها هي جزء من علم المناخ، ولعله من الأفضل هنا أن نبدأ بموضوع نظام وتوازنات الطاقة الخاصة بالجو كمدخل منطقي لفهم الحركات المناخية.

تعد الشمس المصدر الرئيسي لكل الطاقات المسببة للحركات المناخية. فالطاقة الصادرة من الشمس تمر عبر الغلاف الجوي إلى سطح الأرض، وخلال اختراقها فإن جزءاً يسيراً منها يمتص بواسطة الغلاف الجوي، وهو الذي ينتج عنه تدفئة الجو، بينما الجزء الأكبر من هذه الطاقة يمتص بواسطة سطح الأرض، وهذا بدوره يؤدي كذلك إلى ارتفاع حرارة الجزء من الغلاف الجوي المحيط بـ سطح الأرض مباشرة بحيث تكون الأرض هي المصدر الرئيسي لتدفئة الجو. وترتبط كمية الحرارة الممتصة، أي درجة التسخين التي تحدث، بنوع السطح فتختلف بذلك مكانياً وزمناً. ويؤدي هذا التوزيع غير المتساوي للحرارة إلى حدوث الحركة الأفقية التي تنتج عنها حركة الهواء أو الرياح كما نعرفها، ويؤدي كذلك إلى الحركات الرأسية التي تؤدي بالتالي إلى تكون السحب وحدث الأمطار وأنواع التساقط الأخرى. وفي النهاية تكون الطاقة التي تم إمتصاصها من الشمس والتي شاركت في التفاعلات والأنشطة المختلفة في داخل الغلاف الجوي قد عادت إلى الفضاء. ومن هذا المنطلق فإن المناخ في صورته التي نعرفها يمكن النظر إليه كسلسلة من تحولات وتبادل الطاقة في داخل الغلاف الجوي وبينه وبين سطح الأرض الواقعة تحته. وهذه التحولات والتبادلات من شأنها أن توزع الطاقة على سطح الأرض وأن تحافظ على ميزان الطاقة عن طريق إعادة مقدار منها إلى الفضاء مساراً للمقدار الذي يصل الأرض من أشعة الشمس. وكل العمليات المرتبطة بتدفقات الطاقة وتبادلاتها تخضع لقوانين علم الفيزياء، ولهذا فإنه لكي نفهم كيفية حدوث العمليات والتفاعلات الجوية فإن من الضروري أن نفهم القوانين الفيزيائية المتصلة بها. وحيث أن هذه القوانين تصاغ عادة في شكل علاقات ومعادلات رياضية فإن قدرنا مناسباً من الإلمام بأساسيات الرياضيات يعد أمراً ضرورياً لفهم العمليات والتفاعلات الجوية.

ويتطور فهمنا للعمليات الجوية والمناخية مع تطبيقنا لقوانين الفيزياء، فإن التقدم في هذا المجال كان بفضل وجود أسلوب أفضل من الملاحظة والقياس، وكذلك فهم أفضل للأسس النظرية والفيزيائية المرتبطة بها. وبعكس فهمنا - على وجه الخصوص - في ابتكارنا المتطور للنماذج

المتقدمة التي تماثل العمليات المناخية، والتي يمكننا من فحص ودراسة تفاصيل هذه العمليات للوصول إلى تقديرات جيدة للظروف المستقبلية للمناخ. ورغم أن استخدام قوانين الفيزياء الأساسية المرتبطة بالمناخ يظل أساساً جيداً لفهم الظواهر المناخية المختلفة إلا أنه من الواضح أن التأثيرات الكيميائية تكون في غاية الأهمية كذلك، فمن المؤكد أن الطريقة التي تتفاعل بها الطاقة مع الغلاف الجوي تتوقف على التركيب الكيميائي لمكوناته. وفي الوقت الراهن فإن الجو يسوده غازا الديتروجين والأكسجين، بينما عند بداية نشأة كوكب الأرض وغلافه الجوي كان هذا التركيب مختلفاً. فغاز الأكسجين - وهو الغاز الذي يأتي في المرتبة الثانية من حيث مقداره في تكوين الغلاف الجوي - قد نشأ نتيجة عمليات التمثيل الضوئي للنباتات الخضراء ولم يكن موجوداً في أجواء الأرض في أزمنتها الأولى. وقد ازداد الاهتمام حديثاً وتركز على المكونات الأصغر كمغازات ثاني أكسيد الكربون  $NO_2$  والأوزون  $O_3$  وهي مكونات بدأت تركيزاتها تتغير منذ زمن الثورة الصناعية. ولهذه المكونات آثار هامة على حالات وتفاعلات المناخ. ويتطلب فهم تأثيرات هذه المكونات إدراكاً لفيزياء وكيمياء أية تفاعلات ممكنة بين أحدها وبين تيارات الطاقة وتدفقاتها في الجو.

وتعتمد تغيرات المناخ بشكل أساسي على ظروف سطح الأرض، حيث أن أية تغيرات في تكوين هذا السطح تؤدي بالتأكيد إلى حدوث تغيرات في المناخ. ومثل هذه التغيرات تحدث بشكل مستمر كنتيجة للتغيرات في أسطح المحيطات الناشئة عن التيارات أو الانقلابات وما شابهها، أو نتيجة للتغيرات الموسمية في امتداد مساحات الثلوج والجليد، وكذلك نتيجة للتغيرات التي قد تطرأ على الغطاء النباتي. وكل هذه التغيرات ذاتها تخضع أيضاً لتأثير الأحوال المناخية. ومن هنا فإن من الضروري لتحقيق فهم شامل للمناخ الإلمام - إلى حد ما - ببعض جوانب علم البحار والمحيطات، ودراسة الجليد وعلم الأحياء.

ورغم أن الباحث في المناخ يكون عادة مهتماً بتغيرات الحالات الجوية الممكنة أو المتوقعة بعد فترة معينة، إلا أن الطريقة الوحيدة الممكنة - عملياً - لمقارنة ونمذجة أي وسائل للتوقع الجوي أو أي من برامج النماذج بالمعلومات الحقيقية هو عن طريق مقارنة هذه النتائج بمعلومات المناخ التي تم رصدها وقياسها في الماضي. ومعلومات المناخ القديمة هذه لا يمكن الحصول عليها إلا عن طريق تعاون وجهد مشتركين بين علماء يعملون في مجالات متعددة، فعلماء الآثار والمؤرخون وعلماء دراسة الإنسان والجيولوجيون وعلماء دراسة الجليد وآخرون عديدون يقدمون خبراتهم من أجل مساعدة الباحثين في المناخ. ولحسن الحظ فإن هذا التعاون هو تعاون مفيد في اتجاهيه، حيث يستفيد العاملون في العديد من المجالات المختلفة كذلك بما يقدمه علماء المناخ من معلومات وخبرات.

### تطور علم المناخ

ارتبط تطور دراسة المناخ كعلم ارتباطاً وثيقاً بزيادة القدرة على رصد الجو وملاحظة الغلاف الجوي. وبالمثل في علوم متعددة، فإن الاكتشافات والملاحظات الجديدة غالباً ما تقدم المعلومات الأساسية اللازمة لتطوير مفاهيمنا حول نظام المناخ وتفاعلاته، بينما النظريات



الخاصة بتلك التفاعلات تتطلب أن نحصل على قياسات جديدة لكي نختبر مثل هذه النظريات. وبالتأكيد فإن أية معرفة تتعلق بكيفية عمل وتفاعلات نظام المناخ وكيف تختلف من وقت لآخر ومن مكان لآخر وكذلك كيفية الاستفادة من أية مصادر أو إمكانات توفرها عناصر المناخ تعتمد كلها على ملاحظة ودراسة المناخ ورصد ظواهره وتفاعلاته في مناطق متعددة وعبر فترات زمنية طويلة.

ولقد كانت أوائل الملاحظات المناخية مجرد ملاحظات بصرية أو محسوسة، بشكل أو آخر، وكانت تتم بدون أدوات أو أجهزة أو تقنيات متقدمة. فتتبع الفصول الأربعة وكذلك فيضان نهر النيل في مصر القديمة مثلاً. والآن واضحاً لملاحظات الظواهر الطبيعية الجوية في الزمن القديم. ولقد أصبحت هذه الملاحظات أو الظواهر المرئية منظمة بشكل كاف في زمن الحضارة اليونانية القديمة، بحيث أصبح اليونانيون القدماء قادرين على تقسيم العالم إلى ثلاث أقاليم مناخية رئيسية: الإقليم الحار والإقليم المعتدل والإقليم البارد. ورغم تعدد التفسيرات الخاصة بالملاحظات والظواهر الجوية ووفرتها إلا أنه لم يتوفر في هذه التفسيرات ما يمكن أن يطلق عليه المنهج البحثي العلمي فيما يتعلق بطبيعة ومسببات هذه الظواهر.

ولقد استمر التركيز على وصف الظواهر والأحوال الجوية وليس تفسيرها لقرون عديدة، وقد أضاف تطور بعض أجهزة القياس والرصد، كقياس الضغط أو البارومتر Barometer وقياس درجة الحرارة أو الترمومتر Thermometer وكذلك الاحتفاظ بالبيانات الخاصة باتجاه الرياح وكميات الأمطار بعداً كمياً لمعرفة المزيد عن الأحوال الجوية. وبحلول أواخر القرن التاسع عشر وأوائل القرن العشرين أصبح من الممكن وصف مناخ معظم أجزاء سطح الأرض وكذلك سطح جزء كبير من مياه المحيطات بشكل تفصيل واضح. ولقد اعتمدت هذه الطريقة الوصفية بشكل أساسي على الملاحظات المتاحة، وخاصة ما يتعلق منها بالأمطار ودرجات الحرارة، ولعل اعتبار هذين العنصرين الرئيسيين للمناخ لم يكن من قبيل المصادفة. فالأجهزة الخاصة بقياسهما كانت متاحة وكانت قياساتهما ذات أهمية كبيرة لاسيما فيما يتعلق بالزراعة.

وبزيادة أعداد الملاحظات وكمية القياسات واجهت الباحثون مشكلة كبيرة في محاولتهم توصف المناخ، فقد كانت أعداد البيانات والأرقام ضخمة بحيث كان من الصعب ومن غير العملي وضعها في جداول بسيطة وكان من الضروري وجود نوع من الوصف الإحصائي لهذه البيانات فكانت القيمة الشهرية المتوسطة إحدى الطرق الملائمة، إلا أنه نظراً لتفاوت تلك المتوسطات أو القيم الشهرية من عام إلى آخر، فقد أصبح إيجاد القيم المتوسطة عبر سنوات عديدة أمراً ضرورياً فكانت النتيجة ما يعرف باسم المعدلات المناخية Climatic Normals، أو ما يعرف اختصاراً بتعبيرات المعدلات العادية، وهي قيم تحسب على أساس متوسط ٣٠ عاماً على الأقل، ولقد كان هناك اعتقاد بأن فترة طويلة كذلك تعد كافية للتغلب على التفاوتات السنوية صغيرة المدى وأنها بذلك تقدم معياراً واقعياً للمناخ. وفي الوقت الحاضر فإن المناخ يوصف فقط بالمعدلات الشهرية العادية لمتوسط درجات الحرارة وكميات الأمطار الكلية. وهو مفهوم شائع الاستخدام، حتى حين يكون استخدامه غير معبر عن الواقع أو حتى مضللاً في بعض الأحيان.

ولقد أدى استخدام مفهوم المعدل المناخي Climatic Normal إلى إيجاد وسيلة لتلخيص البيانات لمنطقة معينة، أما تلخيص البيانات مكانياً Spatially فقد توفر عن طريق تقديم مفهوم الإقليم المناخي Climatic Region، فقد وجد أن هناك مجموعات من الأقاليم يمكن أن تجمع في مجموعة واحدة لاشتراكها في نفس المعدلات أو القيم المتوسطة، أو لتشابه أنماط معدلاتها الشهرية. وهناك العديد من الدراسات التي اقترحت من أجل تحديد الأقاليم المناخية وتصنيفها، وهذه التصنيفات المناخية قد صيغت في معظمها على أساس استخدامها في نهاية الأمر - رغم أن هذه التصنيفات معرفة ومحددة بشكل رئيسي على أساس تحليل ومقارنة بياناتها المناخية. فمعظم التصنيفات المناخية للأقاليم المختلفة تمت بطريقة ترتبط بشكل وثيق بغطائها النباتي، وبالتالي فقد كانت الأقاليم المناخية تعكس - في واقع الأمر - أقاليم نباتية، وبالتالي فإنه يمكن استخدامها، على سبيل المثال، في معرفة ملائمة نوع معين من النبات ينمو بالفعل في إقليم ما ذي مناخ معين لزراعته في إقليم مناخي آخر. ورغم أن تصنيف الأقاليم بهذا الشكل لم يعط أهمية لأسباب وجود هذه الاختلافات بين الأقاليم المختلفة. وفي الواقع فإنه من الضروري أحياناً تداول مثل هذا الأسلوب الوصفي باستخدام عناصر مناخية مختلفة - ليس من أجل مجرد الوصول إلى معلومات تطبيقية فحسب - وإنما أيضاً من أجل معرفة أسباب هذا التنوع الإقليمي.

### تطور علم الأرصاد الجوية،

في الوقت الذي كانت تجرى فيه القياسات الوصفية للمناخ، كان هناك أسلوب آخر مختلف تماماً يتم اتباعه في مجال علم الأرصاد الجوية Meteorology الذي كان من العلوم الحديثة وقتئذ. ولقد كان ممكناً مع تقدم الاتصالات التلغرافية بجميع الملاحظات والقياسات والأرصاد من مجموعة متنوعة من الأماكن إلى مكان واحد وبسرعة وكذلك تحليلها من أجل التوقع المستقبلي بحالة الجو. وكان الدافع الأساسي في البداية مركزاً في التوقع قصير المدى بمسارات العواصف ومع ذلك فقد أدى نوع الأسئلة المطلوب الإجابة عليها من أجل حل تلك المشكلة إلى البحث من أجل فهم القوانين الفيزيائية التي تحكم الجو. ويتطور الفهم زادت ضرورة إجراء المزيد من القياسات والملاحظات، فقد كانت هناك حاجة لقياسات درجة الحرارة والضغط الجوي، وسرعة الرياح واتجاهها ومدى الرؤية ونوع السحب وكمياتها. وبعد ذلك وحين ازداد الاهتمام بالأرصاد الجوية الخاصة بالطيران زادت أهمية القياسات الجوية للطبقات العليا من الهواء، فتم اختراع أجهزة الراديو سوند (\*) Radiosonde. أعقب ذلك، وبعد الحرب العالمية الثانية، ابتكار وسائل المراقبة للسحب والأمطار بالرادار، وقد ساعدت كل هذه القياسات وتقنيات الملاحظة الجديدة على تحسين وتطوير المفاهيم النظرية الخاصة بالعمليات المناخية وكذلك تقدم القدرة على التوقع بحالة الجو.

وخلال تلك الفترة من التقدم الكبير في مجال الرصد الجوي كانت المفاهيم الخاصة بالمناخ والعمليات المناخية لا تزال تتقدم ببطء، فقد استمر أسلوب الملاحظة التقليدي، وكانت هناك

(\*) radiosonde الراديو سوند : جهاز رصد جوي يعلق بأسفل أحد البالونات به أجهزة لقياس وتسجيل درجة الحرارة والرطوبة والضغط الجوي مع الارتفاع.



بعض المحاولات من أجل تفسير وشرح مناخ كوكب الأرض. وقد ثبت أن البيانات والقياسات المناخية ذاتها كانت في كثير من الأحيان بالغة الفائدة. فعلى سبيل المثال، وأثناء الحرب العالمية الثانية، حين كانت العمليات العسكرية تتم في مناطق غير مأهولة، مع استخدام الجنود لآلات و، حدثت قد تكون شديدة التأثير بالظروف الجوية، فقد تطلب ذلك توقعاً مبدئياً للأحوال الجوية وكذلك تقديرات طويلة المدى لاحتمالات حدوث حالات جوية معينة. وبعد زمن الحرب وما ظهر إبانها من أهمية لتطبيق وربط المعلومات المناخية بالعديد من الأمور الأخرى، حدثت تطورات جديدة في عمليات التطبيق. ولعل أحد هذه التطورات كان تلك التطور الخاص بفكرة التوازن المائي المناخي واستخدامه المكثف في مجال الزراعة الذي قدمه ثورنثوايت Thornthwaite وبعض زملائه في الولايات المتحدة الأمريكية والذي قدمه بعنوان *Potential Evapotranspiration* في إنجلترا. ولقد أعطى ذلك دفعة قوية لفكرة استخدام قياسات ومعلومات الأرصاد الجوية في الأغراض الزراعية. ولا زالت الأساليب التي قُدمت - مضافاً إليها طرق ومعادلات أخرى تعتمد في أساسها على مبدأ استخدام للقياسات الجوية - تستخدم حتى الآن في حسابات هذا التوازن المائي المناخي فيما يعبر عنه في المجال الزراعي والنباتي بقياس الاحتياجات المائية لمحصول ما أو ما يعرف أحياناً بتقدير معدلات التبخر - *Evapotranspiration*.

والخلاصة، أنه حتى منتصف الخمسينيات، كانت جوانب كثيرة من التطورات في كل من علمي الأرصاد الجوية والمناخ تستند على الافتراض بأن المناخ ثابت. وأن اختلافات الأحوال الجوية للزمنية كانت مسئولة عن التباينات الصغيرة في المناخ من علم لآخر، إلا أن المعدلات المناخية لم تتغير في المدى الطويل. ورغم لاختلاف الكثيرين من علماء المناخ مع هذه النظرية، مبرهنين على ذلك بالمصور الجليدية من عدة آلاف من السنين والمصور الجليدية الصغيرة التي حدثت منذ عدة مئات من السنين كدليل على التغير، إلا أن مفهوم المناخ الثابت أو الاستاتيكي كان مفهوماً مفيداً جداً لاحتياج وصياغة للنظريات الأساسية للعمليات المناخية.

ولعل من الواضح الآن أن المناخ لم يكن أبداً ثابتاً، وفي حقيقة الأمر أن التحركات عن الأحوال التي يفترض فيها الثبات أو المعروفة بـ "المعدلات العادية"، هي التي تؤدي إلى الإغلاقات العظيمة للمقاييم الخاصة بالعمليات المناخية إضافة بالطبع إلى تأثيرها الكبير على الإنسان. ولقد كانت هناك عدة تحركات كهذه في التاريخ الحديث نالت اهتمامات العلماء نظراً لما نتج عنها من نقص في الغذاء، ومعلنة للعديد من الشعوب في أماكن متفرقة من العالم. فقد أدت فترة الجفاف التي امتدت لمدة ثلاثين عاماً في الولايات المتحدة الأمريكية مع مطلع القرن العشرين والتي وصلت إلى قمتها فيما عُرف بـ *Dust Bowl* حيث اجترفت الطبقات العليا من الأرض الزراعية بفعل الرياح ونتيجة للجفاف الشديد في ولايات أمريكية عديدة مما نتج عنه انخفاض إنتاج محصول الذرة في الولايات الخمس الرئيسية المنتجة له بكثير من ١٥٪. وتمثل عملية جفاف محاصيل الحبوب في الاتحاد السوفيتي السابق، مثالاً آخر على

(٧٥) *The Dust Bowl* استخدم هذا المصطلح في أوائل القرن العشرين بالولايات المتحدة الأمريكية للإشارة إلى

جفاف شدة الأرض الزراعية. وتستخدم المصطلح بشكل عام لوصف المناطق التي تجرد فيها الطبقة السطحية من التربة في فترات الجفاف الشديدة.



أهمية وحساسية المحاصيل للمناخ، فرغم الجهود الكبيرة المبذولة هناك لزيادة الإنتاج الزراعي الكلي بزيادة المساحات المزروعة والتطور التكنولوجي، أدى تدهور المناخ إلى انخفاض الإنتاج عن الكميات المستهدفة في سنوات عديدة وهو ما أدى إلى تحول الاتحاد السوفيتي السابق إلى دولة مستوردة للخبوب في بداية السبعينيات من القرن العشرين، حتى أن أسواق المال في العالم أصبحت تتأثر بهذه التغيرات المناخية، حيث كان سعر الذهب يتأثر بتغيرات الاتحاد السوفيتي السابق الضخمة منه لتوفير الاعتمادات اللازمة لشراء الخبوب في السنوات قليلة الإنتاج. .

أما أثر التغيرات الجوية على العالم الثالث فيمكن أن يكون مدمراً، فعلى خلاف الدول المتقدمة، يكون احتياطي الغذاء في دول العالم الثالث قليلاً، ولا تملك هذه الدول القدرة على شراء احتياجاتها من الأسواق العالمية، ولهذا فإن كثيراً من هذه الدول أصبحت تضطر للاعتماد المتزايد على مساعدات الدول المجاورة الغنية. ولقد كانت الآثار البشرية للنتائج الجفاف في إقليم الساحل Sahel region عند الأطراف الجنوبية لمنطقة الصحراء الكبرى في بداية السبعينيات من القرن العشرين أثراً تدميرية. فخلال الفترة من ١٩٦٨ وحتى ١٩٧٢ كانت كمية الأمطار الكلية الساقطة على هذه المنطقة تقدر بحوالي ٥٠٪ من متوسط معدلاتها بين عامي ١٩٣١ و ١٩٦٠. وقد نتج عن هذا قصر فترات مواسم النمو بشكل ملحوظ. وتقلصت مصادر المياه المتاحة إلى ما يكاد يصل لحد الانعدام، فأدى ذلك إلى انخفاض مستويات المياه الأرضية، كما تقلصت مساحة سطح بحيرة تشاد بمقدار ٦٥٪. وبحلول منتصف الثمانينيات من القرن العشرين كان قد مر ما يزيد عن عقد كامل من الجفاف المتواصل والذي انتهى إلى كارثة مناخية ومعاناة إنسانية امتدت عبر أجزاء شاسعة من القارة الأفريقية كلها في المناطق الواقعة مباشرة جنوب الصحراء الكبرى وحتى القرن الأفريقي شرقاً. .

ولقد وقعت مأساة أخرى مشابهة ناتجة عن اختلافات المناخ الشديدة عند سواحل بيرو بأمريكا الجنوبية في عام ١٩٧٢. ففي تلك المنطقة تمثل مصائد المصايد وحرف صيد الأسماك. خصوصاً أسماك الأنشوجة مصدراً رئيسية للغذاء المحلي، وأحد أعمدة التصدير للخارج، فقد حدثت الظاهرة المحيطية المعروفة باسم الـ El Nino وهي الظاهرة التي تؤدي إلى حدوث ارتفاع مفاجئ في درجة حرارة مياه المحيط، مما نتج عنها تدمير الثروة السمكية حيث أدت إلى انخفاض في إنتاج صيد أسماك الأنشوجة من حوالي ١٢ مليون طن إلى أقل من ٢ مليون طن فقط. ويبدو أن ظاهرة الـ El Nino يمكن أن تكون أوسع مدى وأكبر أثراً، ففي نوفمبر من عام ١٩٨٢ حدثت هذه الظاهرة بشكل كبير وغير عادي وأدت إلى حدوث مصاعب كبيرة في مناطق السواحل الغربية لقارة أمريكا الشمالية، وإلى حدوث جفاف مأساوي في أستراليا. .

وحتى المناطق التي كان يتم فيها تحليل ودراسة الظروف المناخية، قبل تقديم محاصيل الثروة الخضراء، تعرضت للعديد من المشكلات، فقد استندت التحليلات كلها إلى الفترة العادية، الممتدة من ١٩٢٥ - ١٩٥٥، والتي كانت في واقع الأمر فترة غير عادية. وقد نتج عن ذلك زراعة محاصيل لم تكن مناسبة لظروف المناخ الذي ساد في فترة السبعينيات والثمانينيات من

القرن العشرين، ولقد شملت حالات فشل المحاصيل الناتجة عن أحوال المناخ محصول البن في البرازيل ومحصول القمح في استراليا وكذلك خسائر تصل إلى حد الكوارث في المحاصيل الزراعية الأساسية مثل الذرة الرفيعة والأرز في أجزاء كثيرة من أفريقيا وجنوب شرق آسيا.

ولقد أدت هذه الأمثلة باللغة الواضحة حول تغيرات المناخ إلى قناعة في الستينيات والسبعينيات من القرن الماضي بأن المناخ الثابت قد أصبح مفهوماً غير مقبول، فالدلائل المتعددة والتي تشمل معلومات من علوم الآثار والتاريخ تشير كلها إلى أن التغيرات المناخية - وليس الاستقرار المناخي - هي الأصل، وأصبح المناخ يرى على أنه أساساً متغير وليس العكس - وهنا ظهر تحد جديد، أو قل مشكلة جديدة وهي: كيف يمكن التوقع إذن بالتغيرات المناخية؟ ومع هذه المشكلة الجديدة ظهرت قياسات جديدة وعمليات رصد متطورة وهي تلك التي جاءت مع بدء عصر الأقمار الاصطناعية.

### الأقمار الاصطناعية وعلم المناخ

أضاف إرسال المعلومات من الأقمار الاصطناعية بعداً جديداً لعلم المناخ. ففي الماضي كانت معلوماتنا قاصرة على قياسات سطحية لموقع معين على سطح الأرض وعدد زمن معين. والآن يمكن للأقمار الاصطناعية أن تقوم بمسح شامل فوري لكوكب الأرض وأن تعطي صورة ثلاثية الأبعاد. إضافة لذلك فإنها تقوم بقياس تدفقات من وإلى الغلاف الجوي وهي معلومات لا يمكن الحصول عليها بأي طرق قياس أخرى. وقد أدت هذه المعلومات الجديدة إلى تطور في فهمنا للظواهر الجوية. وإلى إمكانية عمل أو تطوير برامج للنماذج المناخية كما أنها جعلت من الممكن التوقع بالتفاعلات والتغيرات المناخية بشكل أفضل.

وتعطي الأقمار الاصطناعية كميات ضخمة من البيانات، ولحسن الحظ فإن العقود القليلة الماضية قد شهدت تطوراً سريعاً أيضاً في تكنولوجيا الحاسب الآلي التي تمكننا من التعامل مع هذه الكميات الكبيرة من البيانات، إضافة إلى البيانات الأخرى التي يتم الحصول عليها بطرق تقليدية بسرعة وكفاءة عاليتين.

وعلى هذا فلم المناخ يحصل الآن على بياناته ومعلوماته من ثلاثة مصادر:

أ - الملاحظات والقياسات السطحية التقليدية وهذه محددة المواقع وهي بيانات ممتدة لفترات طويلة.

ب - بيانات طبقات الجو العليا وتعد تقريباً بيانات محددة المواقع كذلك. وهي بيانات ممتدة وتغطي فترة زمنية طويلة نوعاً.

ج - بيانات الأقمار الاصطناعية والتي تغطي مساحات شاسعة من كوكب الأرض، وفيها قدر من البيانات يرجع لفترات قصيرة نسبياً.

ويتطلب علم المناخ استخدام هذه المصادر الثلاثة معاً لكي يمكن الاستفادة منه بشكل كامل. وفي الواقع أنه على الرغم من أن معظم ما نعرفه الآن هو نتائج بيانات وقياسات سطحية



وقياسات من طبقات الجو العليا، إلا أن قياسات الأقمار الاصطناعية تمكنا من تحسين وتطوير مفاهيمنا المناخية، بل إنه يمكن القول أنها قد أحدثت ثورة في طريقة إدراكنا في مجال علم المناخ. وحتى الآن فإن معظم معلومات وقياسات الأقمار الاصطناعية تستخدم في دراسات حول عمليات المناخ وحالات الجو على مستوى كوكب الأرض. بينما لم تؤثر قياساتها وبياناتها بشكل كبير على القياسات الخاصة بالمناطق الجغرافية الأصغر، كما أنها - في أغلب الأحيان - لم تؤثر كذلك كثيراً على تطبيق المعلومات المناخية على المستويات الإقليمية المحدودة، ولكن هذه الصورة بدأت في التغير بالفعل، ويمكن أن تتوقع المزيد من التطبيق مع زيادة دور قياسات الأقمار الاصطناعية بطريقة تتكامل مع القياسات المناخية التقليدية.

### العناصر المناخية:

هناك مجموعة متنوعة من العناصر elements التي تكون المناخ. ولسنوات عديدة تركز علم المناخ على عنصرين من هذه العناصر وهما درجة الحرارة وكمية التساقط من أمطار وغيرها وهما العنصران اللذان نلاحظهما أكثر من غيرهما واللذان لهما أكبر أثر على حياتنا اليومية، وهما بالفعل عظيم الأهمية في دراسة ووصف حالة الجو، ولهما آثار هامة وبعيدة المدى في العمليات الجوية والمناخية إلا أنهما ليسا على الإطلاق عنصرى المناخ الوحيدين، فمدة سطوع الشمس وضغط الهواء وسرعة واتجاه الرياح وكذلك الرطوبة الجوية والتبخر ونوع وكثافة السحب وكذلك مدى الرؤية هي إضافة هامة لقائمة عناصر المناخ المختلفة التي نلاحظها كل يوم. وبعض العناصر الأخرى قد تكون على نفس القدر من الأهمية بل أكثر في أوقات أو ظروف معينة، وعلى سبيل المثال يعد المحتوى الرطوبي للتربة ودرجة حرارة التربة والتبخر عناصر حيوية من وجهة نظر للزراعة وهي عناصر مرتبطة بالمناخ، وكذلك فإن تركيزات المواد الملوثة وحموضة مياه الأمطار هي عناصر ذات أهمية فيما يتعلق بصحة الإنسان، بينما تدفقات الطاقة الإشعاعية تعد نقطة الأهمية للمشغلين بعلم المناخ في نطاق محاولتهم فهم التفاعلات والعمليات الجوية.

وعلى هذا فالمناخ يتكون من خليط mixture من هذه العناصر. وفي واقع الأمر فإن تعريفات المناخ قد تعكس الأهمية النسبية التي نضيفها أكثر على كل عنصر من تلك العناصر مقارنة بالعناصر الأخرى. فالشخص المسئول عن تقدير معدلات استخدام الكهرباء في منطقة ما قد يفكر في المناخ فقط من حيث درجات الحرارة، حيث أن الحرارة هي العنصر الذي يلعب الدور الرئيسي في معدلات استخدام الكهرباء وتغير الطلب عليها من يوم إلى آخر، بينما قد يكون للمزارع أو المشغل في مجال الزراعة تعريف أكثر تعقيداً، فقد تكون الأمطار هي المصدر الرئيسي لهذه باحتياجاته للماء اللازم للزراعة، وقد يمثل التبخر مصدراً لاستهلاك تلك المياه، وكذلك فالحرارة تحدد له طول مواسم النمو وتؤثر أيضاً على مقدار القصد بالتبخر. وقد يؤثر المناخ الغائم على نضج نباتاته ويؤخرها أو قد يمنع نموها بالكامل، بينما قد تؤدي الرياح الشديدة أو عواصف البرد إذا ما حدثت في وقت غير ملائم إلى تدمير محصوله أو محاصيله بالكامل.

ونحن كدارسين لعلم المناخ يجب أن نهتم بهذه العناصر مجتمعة. وبالطبع فليست جميعها على نفس القدر من الأهمية في كل الأوقات أو تحت كل الظروف، بالإضافة إلى ذلك إذا بالقطع نعلم قدراً يسيراً نسبياً عن بعض هذه العناصر، وهذا يلسحب بشكل خاص على تلك العناصر التي لدينا منها قدر محدود من البيانات والقياسات. وبعضها يمكن الحصول عليه عن طريق الأقمار الاصطناعية فقط، بينما بعض العناصر والقياسات الأخرى مثل الاضطرابات أو الدوامات الجوية يتطلب أجهزة دقيقة، وتكون القياسات بالتالي قاصرة أساساً على مواقع الأبحاث المتخصصة. وهناك عناصر أخرى أيضاً مثل المطر الحامضي acid rain لم تلق القدر الكافي من الاهتمام حتى وقت قريب، وعلى الجانب الآخر فإن عناصر درجات الحرارة والأمطار يتم قياسها في عشرات الآلاف من المواقع أو محطات الأرصاد الجوية في العالم كله. ورغم أننا سنتناول كلا من هذه العناصر في أجزاء مختلفة من هذا الكتاب فإنه يمكن تقسيمها إلى ثلاثة أنواع هي : عناصر مقاسة Measured elements ، وعناصر مشتقة Derived elements ، وعناصر تابعة (بديلة) Proxy elements .

### أولاً ، العناصر المقاسة .

لعل أكثر أنواع العناصر المناخية أهمية بالنسبة لنا هي تلك العناصر المقاسة بشكل فعلي (مباشر) وقد تعطى الأجهزة المستخدمة في القياس قياسات مباشرة، أو قياسات بالاتصال، حيث تكون أداة القياس على اتصال مباشر مع العنصر المقاس، أو قياسات بالاحساس عن بعد (تعرف أحياناً بقياسات الاستشعار عن بعد) حيث تقوم أداة القياس بقياس اشعاعات العنصر المقاس، وهذه الاشعاعات يتم تحويلها إلى القياس المطلوب. ومع استثناءات قليلة فإن الملاحظات السطحية وملاحظات طبقات الجو العليا كذلك هي في جملتها قياسات اتصال أو قياسات مباشرة، بينما تلك التي تتم بواسطة الأقمار الاصطناعية هي قياسات بالاستشعار عن بعد.

وتعد القياسات السطحية قياسات موقعية أي خاصة بمكان جغرافي معين - وتعتبر عن زمن القياس فحسب - وعادة ما تكون هناك شبكة من المحطات المصممة بحيث يمكن بسهولة مقارنة قياسات إحدى المحطات أو المواقع مع تلك المقاسة في موقع أو مواقع أخرى، لهذا فإن القياسات تتم باستخدام أجهزة وأدوات قياسية حيث يتم استخدامها أيضاً بأساليب وطرق قياسية متفق عليها. وكثير من القياسات يتم الاتفاق عليها في اتفاقات دولية، بين الجهات المتخصصة، وتقوم هيئات ومحطات الأرصاد الجوية في كل دولة بتنفيذ وتطبيق تلك الاتفاقات، وتعمل على التأكد من أن كل محطاتها تستخدم نفس القياسات ونفس الأجهزة والأسلوب أو الأساليب المتفق عليها. ولكن هناك أيضاً العديد من محطات الأرصاد الجوية غير الرسمية التي تقوم بالرصد والقياسات وجمع البيانات، وهذه قد تكون ملتزمة أو غير ملتزمة بالأساليب والأجهزة القياسية في جمعها للبيانات. وأية بيانات يتم الحصول عليها من مثل هذه المحطات يجب التحقق دقتها يامعان قبل استخدامها.

ومن المعروف أن المنطقة التي تمثلها قياسات عنصر معين من عناصر المناخ ليست محددة بوضوح، فتحددتها يتوقف جزئياً على العنصر المناخي المقاس نفسه وعلى طبيعة



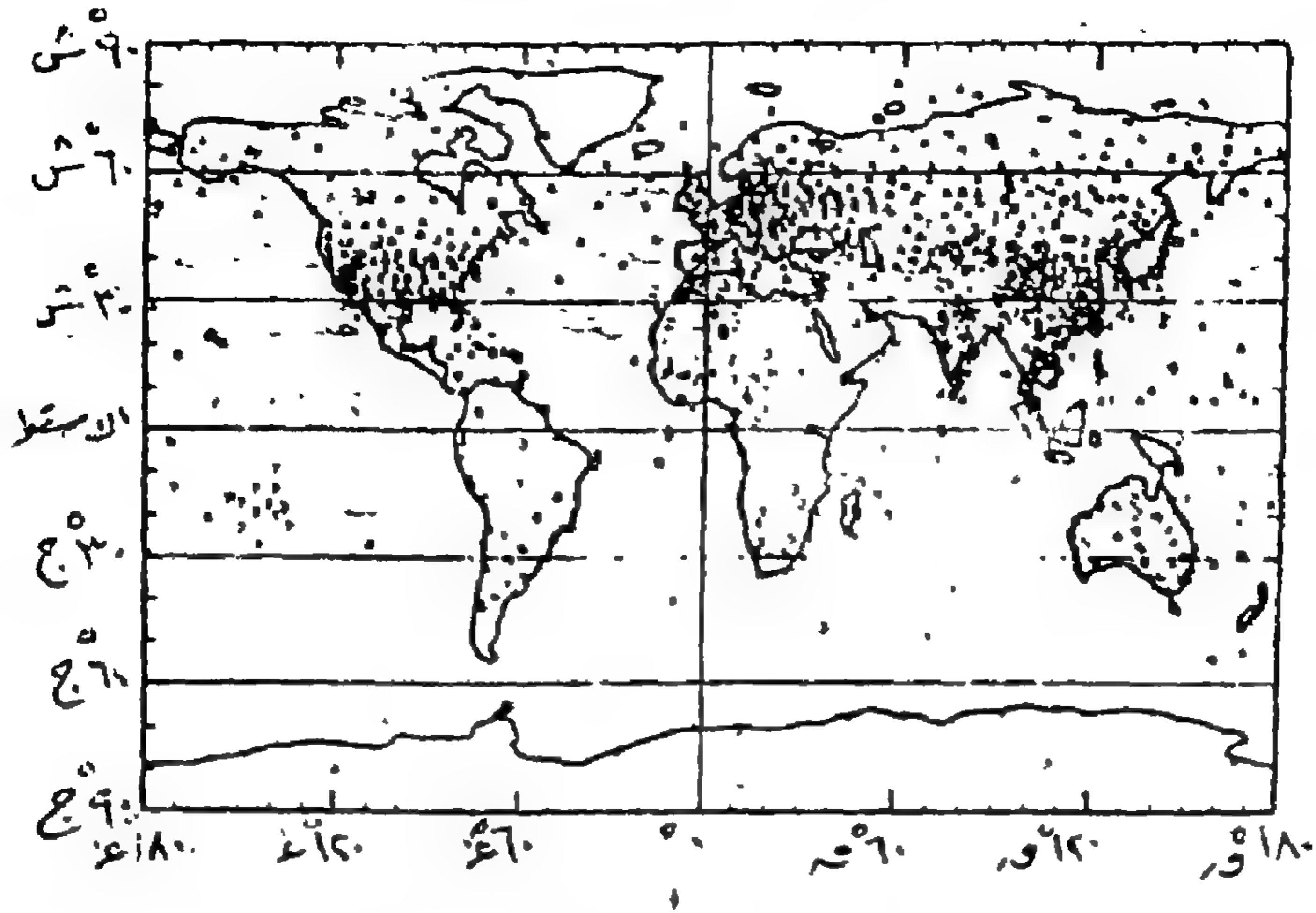
وخواص المنطقة . فدرجات الحرارة في المناطق الجبلية على سبيل المثال أو في منطقة حضرية كالمدن قد تتغير بشكل كبير عبر أمتار قليلة من مكان وجود جهاز القياس، بينما في المناطق المستوية المفتوحة والخالية قد لا تختلف درجات حرارة عبر عشرات الكيلومترات. وبالنسبة للأمطار فتفاوتها في منطقة معينة يتوقف على المنطقة وعلى نوع السحب التي تسبب الأمطار. ويعتمد تعريف مساحة المنطقة المقاس عناصرها جزئياً على الاستخدام الذي توجه إليه تلك البيانات، فإجراء بحث مفصل حول أثر المناخ على أمراض النبات قد يتطلب إجراء العديد من القراءات والقياسات في عدة أمتار مربعة أو أقل. بينما على الجانب الآخر قد تعد محطة واحدة للرصد الجوي ممثلة بشكل كاف لمنطقة تمتد آلافاً من الكيلومترات المربعة حين يكون الهدف هو وصف الأحوال المناخية عبر المنطقة من أجل إقامة مشروع للقوى الكهربائية مثلاً. إلا أنه في الاستخدامات العامة العادية والتقليدية قد تستخدم إحدى القياسات السطحية لوصف الأحوال الجوية في منطقة غير محددة المعالم، بينما تستخدم سلسلة من المحطات القياسية لتحديد الاختلافات بين المواقع المختلفة.

وتستخدم القياسات السطحية، سواء على يابس الأرض أو مسطحاتها المائية، منذ سنوات عديدة وينتج عنها قدر كبير جداً من البيانات والمعلومات حول تغيرات المناخ أو الأحوال الجوية من وقت إلى آخر. وكل تغير - حتى ولو كان صغيراً عبر أمتار قليلة - يعرض أجهزة القياس لظروف مختلفة تؤثر في قراءاتها، وكثيراً ما يكون ضرورياً فحص الخصائص السطحية من أجل تحديد ومعرفة الآثار الناتجة عن تغير موقع أجهزة القياس. وحتى بدون تغير الموقع فإن الظروف المحيطة نفسها قد تتغير، نتيجة لإزالة إحدى الأشجار مثلاً، أو البدء في الأخذ بتشييع جديد لأحد من تلوث الهواء، أو اتساع حدود الامتداد الحضري. فكل هذه العوامل يمكن أن تؤثر على قياسات الأجهزة وبياناتها، ولهذا فإنه رغم أن البيانات المسجلة لفترات طويلة في مكان ما قد تعدنا بمعلومات قيمة حول تغيرات المناخ إلا أن البيانات نفسها يجب أن تفحص بدقة قبل استخدامها في الاستنتاجات. والقياسات فوق المحيطات - كما هو متوقع - أقل في حجمها عادة من تلك التي تؤخذ على سطح يابس الأرض. وتحتفظ بعض الدول بسفن متخصصة في عمليات الرصد والقياسات الجوية في مواقع ثابتة من البحار والمحيطات. ويتزايد دور عوامات الرصد بالمحيطات في تزويدنا بالمعلومات حول المناخ بالمحيطات. وتقوم هذه العوامات أيضاً بأخذ قياساتها وقراءاتها بطرق قياسية بقدر الامكان في مواجهة الأحوال الجوية المحيطية التي غالباً ما تكون عذيفة، وتقوم بنقل هذه المعلومات إلى مراكز أرضية غالباً عن طريق الاتصال عبر الأقمار الاصطناعية.

ويعد استخدام أجهزة الراديو سوند Radiosonde أكثر الطرق شيوعاً في أخذ القياسات في طبقات الجو العليا، وهي مجموعة من الأجهزة القياس تعلق أسفل أحد البالونات، وتقوم بقياس درجات الحرارة والرطوبة والضغط أثناء ارتفاعها إلى أعلى، وتستخدم قياسات الضغط الجوي في تحديد الارتفاع فوق سطح البحر. وترسل البالونات إلى أعلى مرتين في اليوم، عند الظهر وعند منتصف الليل بتوقيت جرينتش GMT من عدة مئات من المحطات المنتشرة في العالم. وتستخدم بعض المحطات نوعاً أكثر تطوراً من هذه الأجهزة يعرف باسم راونسوند



Rawinsonde وهي تقيس - إضافة إلى ماسبق - سرعة الرياح واتجاهها (شكل ١ - ١)



شكل (١ - ١) توزيعات البيانات المقاسة والمتاحة من أجهزة الراوينسوند Rawinsonde فيما بين السنوات ١٩٦٢ - ١٩٧٢. والبيانات فوق اليابس مأخوذة من محطات الأرصاد الجوية بينما تلك الخاصة بالمحيطات مأخوذة من سجلات وتقارير السفن.

وتستخدم بعض الطائرات المجهزة خصيصاً في بعض الأحيان للقيام بعمليات الرصد في طبقات الهواء الجوي العليا، إلا أن هذا لا يتم بشكل منتظم، بل يقتصر استخدامها على الأبحاث التجريبية الخاصة بأحوال جوية معينة. وتستخدم أحياناً أنواع من الصواريخ المجهزة تجهيزات خاصة للقيام بدور مماثل في الطبقات الجوية الأكثر ارتفاعاً. ومعظم هذا، القياسات هي قياسات اتصال مباشرة، حين تكون أجهزة القياس على اتصال بالعناصر المقاسة. وهي كذلك قياسات موضوعية تتحدد دقتها فيها بمدى دقة أجهزة القياس نفسها ومدى العناية المبذولة في صيانتها وكذلك الدقة في تحويل القراءات إلى شكل من المعلومات يمكن للمباحثين في علم المناخ استخدامها.

وعند التعامل مع القياسات والملاحظات التي تجمع عن طريق عمليات الرصد بواسطة الأقمار الاصطناعية تظهر مجموعة جيدة من مشكلات الدقة. فالقمر الاصطناعي هو في واقع الأمر محطة لأجهزة قياس تعمل بالاستشعار عن بعد، وجهاز القياس الذي قد يستخدم في قياس درجات الحرارة السطحية أو الجوية أو كميات بخار الماء في طبقات الجو المتعاقبة، أو الجهاز الذي قد يقوم بمجرد عمل مرئية رقمية digitized image للمسحب ولسطح الأرض، يقوم في واقع الأمر باستشعار الأشعاع المنبعث أو المنعكس من الجسم المقاس. وبالتالي فإن هناك مشكلة التأكد من أن جهاز القياس ينظر بالفعل إلى العنصر المطلوب قياسه، وبالإضافة إلى ذلك هناك

مشكلات خاصة بانتقال الاشعاع عبر الغلاف الجوى، مما قد يؤثر على القياس نفسه. وتعتبر النتائج المقاسة فى هذه الحالة - بعد تصحيحها - عن القيمة الدكاملية لمنطقة الرؤية التى يغطيها جهاز القياس بأكملها والتى تمتد مساحتها عدة مئات من الكيلومترات المربعة على الأقل، وهو ما يجعلها مختلفة بالكامل عن القياسات السطحية. إلا أن الخصيصة الكبرى لهذه القياسات والتى تجعل استخدام الأقمار الاصطناعية أمراً يستحق الجهد المبذول هو أنها تمكن من إجراء قياسات لمناطق نائية ليس بها أية مصادر معلومات بديلة، إضافة إلى أن الأقمار الاصطناعية تقوم بتغطية سطح الأرض بشكل مستمر.

### ثانياً، العناصر المشتقة؛

إضافة إلى العناصر المناخية التى تقاس بالفعل، توجد مجموعة أخرى من العناصر التى تشق منها. ومن الأمثلة شائعة الاستخدام على هذا النوع من العناصر تأثير الحرارة (التسخين)، أو درجات حرارة / أيام مواسم النمو، أو مجموع درجات الحرارة الأعلى من قيمة معينة عبر فترة زمنية ما، والتى تستخدم فى حساب إحتياجات التدفئة، أو احتمالات أن تؤدي الثلوج إلى إعادة الحياة فى مدينة ما، أو معامل التبريد الرياحى الذى يعطى تقديراً كمياً لدرجة الإحساس ببرودة الهواء. وهذه القياسات - وببساطة مشتقة من قياسات مناخية مباشرة - فإنها تلعب دوراً هاماً فى وصف المناخ من أجل تطبيقات معينة. وبعد التبخر حالة خاصة كأحد العناصر المشتقة، حيث أن القياسات المباشرة للتبخر ممكنة. إلا أنه نظراً لأن الوصول إلى نتائج دقيقة هو أمر يتطلب تكلفة عالية وجهوداً كبيرة فإن القياسات المباشرة للتبخر تكون قاصرة على أماكن محدودة. والتبخر مع هذا هو عنصر شديد الأهمية من نواحي عديدة من مجالات إدارة المياه، ولذا فإنه قد صيغت بعض الطرق والمعادلات للحصول على تقديراته من عناصر مناخية أخرى شائعة وسهلة القياس:

### ثالثاً، العناصر التابعة (البديلة)؛

العناصر التابعة أو البديلة هى عادة ما تكون مؤشرات غير مناخية لأحوال مناخية، وتستخدم عادة لاستنتاج أحوال المناخ فيما قبل البيانات المقاسة بواسطة الأجهزة، فحلقات الأشجار وحبوب اللقاح Pollen وترسيبات البحيرات Lake Varves، وحتى مواعيد حصاد المحاصيل المتحصل عليها من المذكرات واليوميات القديمة كلها استخدمت كمصادر بديلة، وقد يكتشف المزيد من هذه العناصر البديلة فى المستقبل.

### نظام المناخ؛

يتمثل مفتاح الفهم الحالى للمناخ وكذلك العلم المناخ فيما يعرف بنظام المناخ الذى يربط ليس فقط أجزاء الجو المختلفة، بل أيضاً أنواع الأوساط المتعددة والموجودة تحته للوصول إلى صورة متكاملة (شكل ٢-١). والظرة إلى المناخ كنظام System ليست جديدة تماماً إلا أن التركيز على تأثير سطح الأرض يضيف بعداً جديداً مهماً، فلقد اتضح أنه من المستحيل فهم تدفقات ودورات الطاقة والمادة فى الغلاف الجوى دون اعتبار الأرض التى تقع تحته. وأى

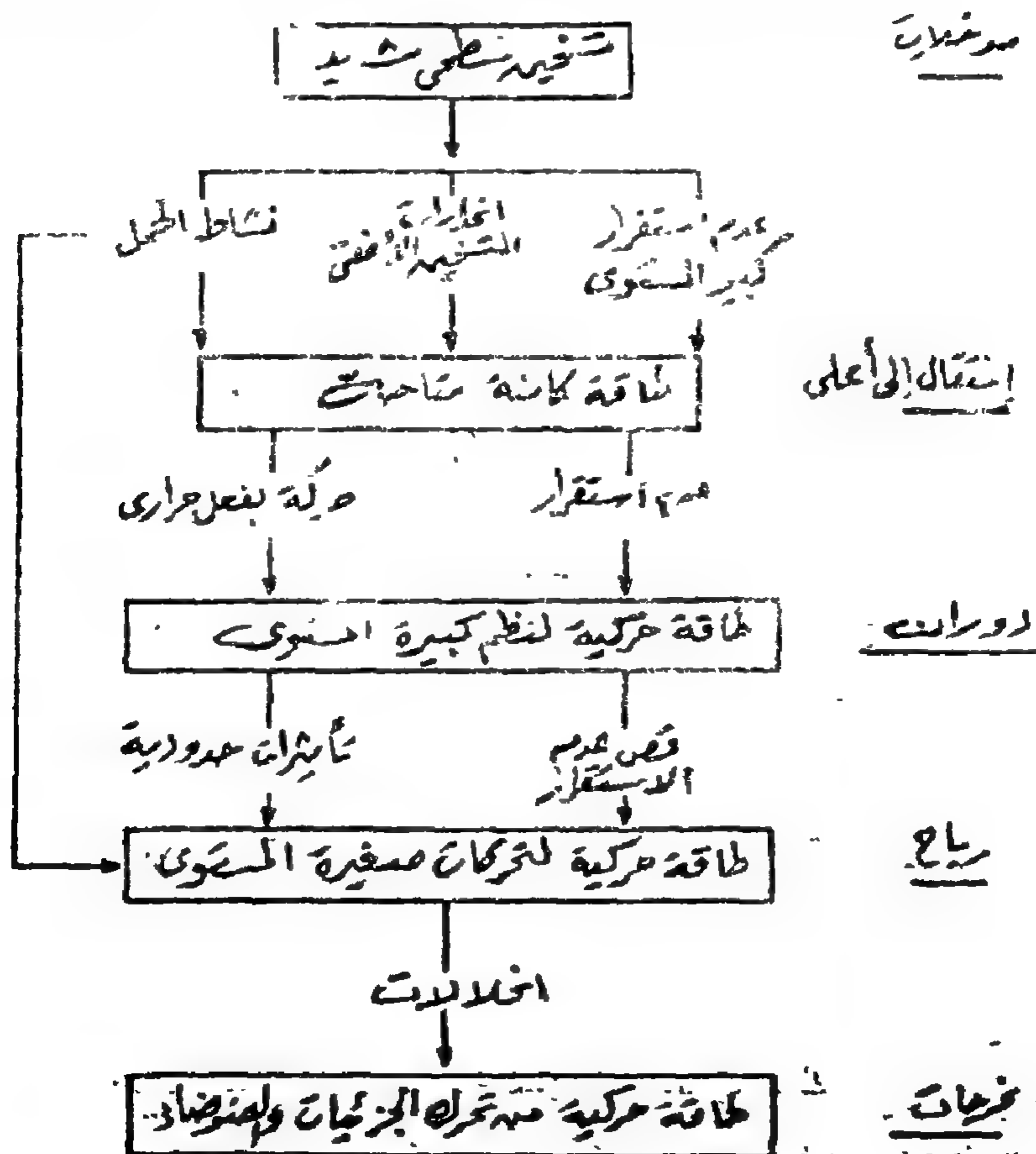


اعتبار لتبادلات الطاقة، والذي يمثل نقطة البداية والإطار العام لدراسة علم المناخ، يجب أن يتضمن تأثيرات سطح الأرض. فالجو يعتمد حرارته من أسفل كنتيجة لامتناس الأرض للطاقة الشمسية، إلا أن الأسطح المختلفة تنصرف بطرق مختلفة إزاء استقبال تلك الطاقة، فالجبال والثلوج تعكس معظمها، بينما ترتفع درجة حرارة سطح الأرض بدرجة سريعة نسبياً، أما المحيطات فإنها تمتص الطاقة وتخزينها دون ارتفاع ملحوظ في درجة حرارتها، وقد تتحرك هذه الطاقة المخزنة في المحيطات من مكان إلى آخر بحيث يعاد توزيعها بواسطة تيارات المحيطات أو قد تهبط إلى أعماق كبيرة لكي تعاد إلى السطح وتطلق منه بعد سنوات طويلة. ومن هنا نرى أن الأسطح المختلفة تتفاوت في زمن الاستجابة وبالتالي فليس هناك انتقال إلى سريع للطاقة من السطح إلى الجو. وقد اتجه الانتباه إلى نتائج هذه الاختلافات مؤخراً فقط حين بدأنا في رؤية للنظام المداخي بشكله ومفهومة الشاملين.

شكل (٢-١) رسم تخطيطي يبين مكونات نظام المناخ. وتمثل الأسهم المتصلة بخطوط العمليات الخارجية بينما تمثل الأسهم ذات الخطوط المنقطعة العمليات الداخلية.

الانتباه مؤخراً، ولعل أكثرها ملاحظة هو غاز ثاني أكسيد الكربون، فأحدى المشكلات الرئيسية في التوقع بأي مناخ مستقبلي قد ينتج عن زيادة تركيز هذا الغاز في الجو، فهذا التركيز يتوقف بشكل كبير على المقدار الذي سوف يستهلك من ثاني أكسيد الكربون الزائد في العمليات والتفاعلات السطحية التي تحدث على سطح الأرض. وكما سبق فإن أنواع الأسطح المختلفة من الأرض لها أزمة استجابة متباينة، تنعكس على هذه التفاعلات بين سطح الأرض والجو. وفي الوقت الحالي فإن معلوماتنا في هذا الشأن قليلة جداً، ومن هنا - مرة أخرى - تتضح الحاجة الماسة إلى النظر إلى نظام المناخ بصورة شاملة ومتكاملة.

ويتضح الدور الأساسي لسطح الأرض - حتى حين تعد التحركات الجوية ظواهر معزولة منفصلة - فيما يمكن وصفه بشلالات، تدفقات، الطاقة Energy Cascade (شكل ١-٣). ونقطة البداية هي عملية التسخين الشديد لسطح الأرض الذي يرجع إلى أن الجزء الأكبر من الإشعاع



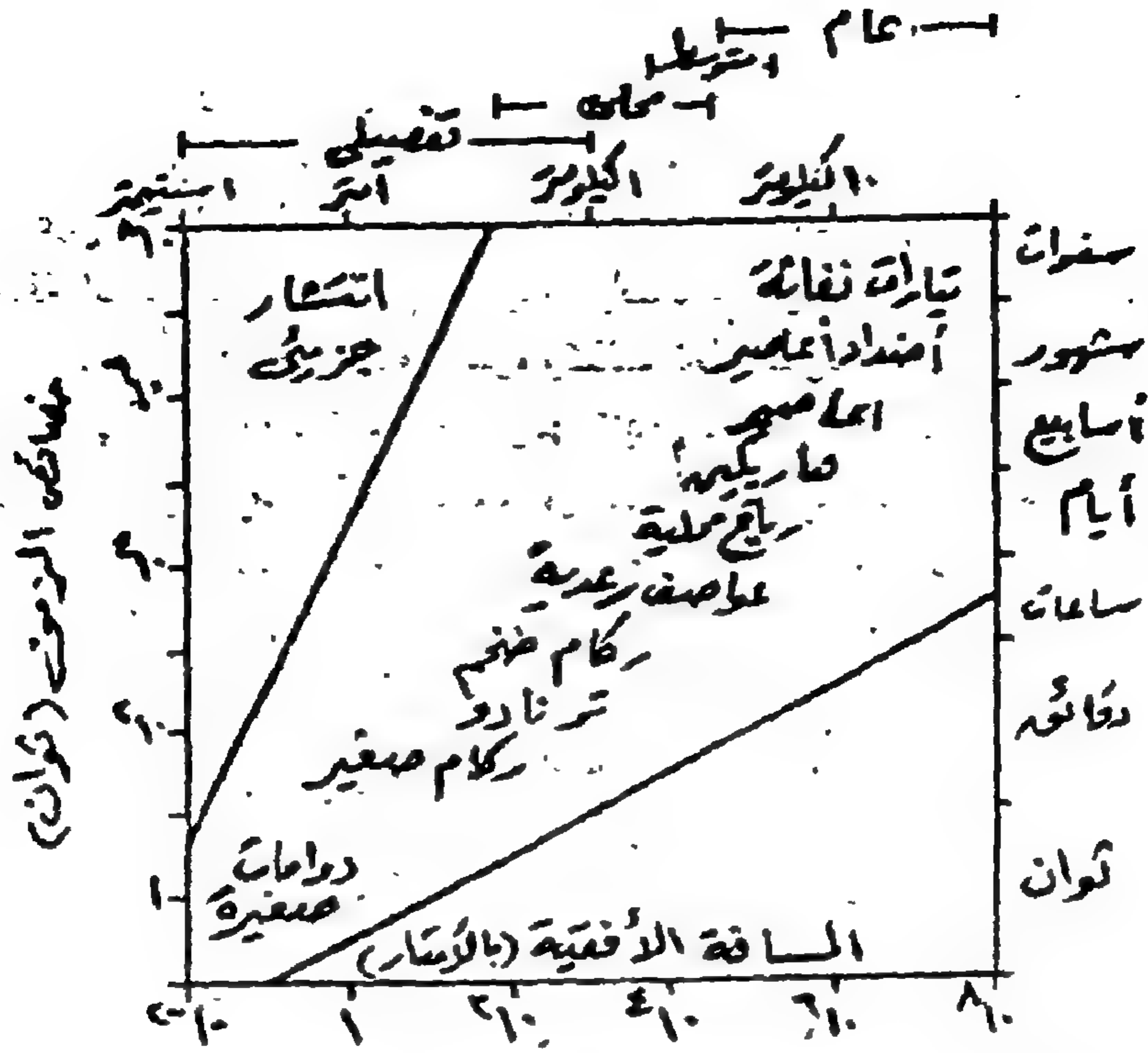
شكل (١-٣) التحولات الجوية للطاقة. تنتج كل الطاقة الداخلة إلى الجو تقريباً من عملية تسخين السطح والتي تنشأ من امتصاص الإشعاع الشمسي. وتتقلص الحركات الكبيرة المستوى إلى حركات صغيرة المستوى وأخيراً إلى صورة طاقة حركة جزئية.



الشمسى يتم امتصاصه على سطح الأرض مكوناً بذلك مصدر الطاقة الرئيسى لجميع صور الحركة فى الغلاف الجوى. وتزدى التباينات المكانية فى عملية التدفلة تلك إلى خلق تدرجات حرارية أفقية واسعة النطاق. وكذلك إلى وجود حالات من عدم الاستقرار المحلية الناتجة عن حركة تيارات الحمل المحلية، فأى كتلة هواء تتعرض للتسخين من أسفل (عملية دخول طاقة input) ترتفع إلى أعلى نسبياً بذلك زيادة مقدار الطاقة الكامنة المتاحة (عملية رفع أو صعود uplift). وهذه الطاقة الكامنة تنطلق إما فى صورة تيارات حمل أو فى شكل تدرجات أفقية فى الطاقة تنتج عنها تحركات أفقية على نطاق كبير، وكذلك أنماط جوية (دورات) على المستوى الشامل، وحينما تمر الرياح الناتجة فوق سطح الأرض تؤدي حالات عدم الانتظام السطحية إلى حدوث حالات عدم الاستقرار المحلية أو غيرها من الآثار المرتبطة بتأثيرات سطح الأرض. ويكون مصير أى من مسارى الطاقة هو الانتهاء إلى حركة جزيئية عشوائية وهو ما يمثل مخرجاً للطاقة (output). وكل تحولات الطاقة التى تشكل نظام تدفق الطاقة هى تحولات غير منتجة لطاقت جديدة مما يؤدي إلى انتهائها إلى صور من الطاقة ذات مستويات أقل كالحرارة أو الضوضاء noise بمعناها الطاقى (والتي هى تنذبات عشوائية لعنصر معين تنتج عن تأثيرات أخرى خلاف التأثير المطلوب قياسه). وعلى مقياس أكبر فإن الطاقة قد تنتقل بشكل مباشر إلى المحيطات عن طريق خلق الأمواج والحركة السطحية للمياه، كما أنه قد تبين حديثاً أن للتفاوتات فى طول النهار هى نتيجة لتبادل كميات الحركة بين الغلاف الجوى وجسم الأرض.

#### المستويات (المقاييس) المكانية والزمنية للمناخ:

كما أشرنا سابقاً، هناك العديد من مستويات النشاط فى الجو، وكل منها مرتبط بلوع من الأساليب المستخدمة فى الرصد وفى القياس وكذلك فى عملية دراسة وتحليل القراءات والقياسات. وفى الواقع فإنه تبعاً لأن الجو هو فى حالة حركة مستمرة فإن المستويات التى تهتمنا قد تتفاوت، من مستوى يقتصر على أحد المنشآت أو حتى للمنزل، إلى مستوى يشمل كوكب الأرض، على أنه من الصعوبة أن نصف ونفهم كل النشاطات والعمليات الجوية على كل مستوياتها. فقد اتبع علماء المناخ أسلوباً تطبيقياً من أجل تناول مدى هذه المستويات المختلفة بأفضل طريقة ممكنة، وهذا الأسلوب يستند على تقسيم هذه المستويات إلى عدد من الأقسام، فكان هناك المدى المصغر micro والمحلى (الموضعى) local، والمتوسط meso، وكذلك المدى الكبير macro (شكل ٤-١). وقد بنى هذا التقسيم على مجموعة من العوامل من بينها أسلوب أو تقنية القياس أو الملاحظة اللازم لوصف الظاهرة أو الظواهر على أحد هذه المستويات. وكذلك المنهج التحليلي اللازم للوصول بالقياسات إلى فهم تلك الظواهر. وهناك نقطة هامة يجب تذكرها فى هذا المجال، وهى أن الظواهر قصيرة المدى غالباً ما تحدث على مستوى مكاني صغير كذلك، بينما للظواهر طويلة المدى تؤثر فى الغالب على مساحة واسعة، وبالطبع فإن للظواهر المناخية طويلة المدى هى فى واقع الأمر مجموعة كبيرة العدد من الظواهر أو الأحوال المناخية قصيرة المدى، وكذلك فإن الظواهر ذات النطاق الجغرافى الواسع هى مجموعة من الظواهر أو التأثيرات المحلية. وبالإضافة إلى أنه رغم أن التقسيم يركز على الاختلافات فى طرق التعامل مع الظواهر ذات المستويات أو المقاييس المختلفة، إلا أن هناك روابط شديدة الصلة بين هذه



شكل (١-٤) المستويات الزمنية والمكانية للظواهر الجوية المختلفة، هناك علاقة خطية بين حجم الظواهر الجوية ومستوياتها الزمنية.

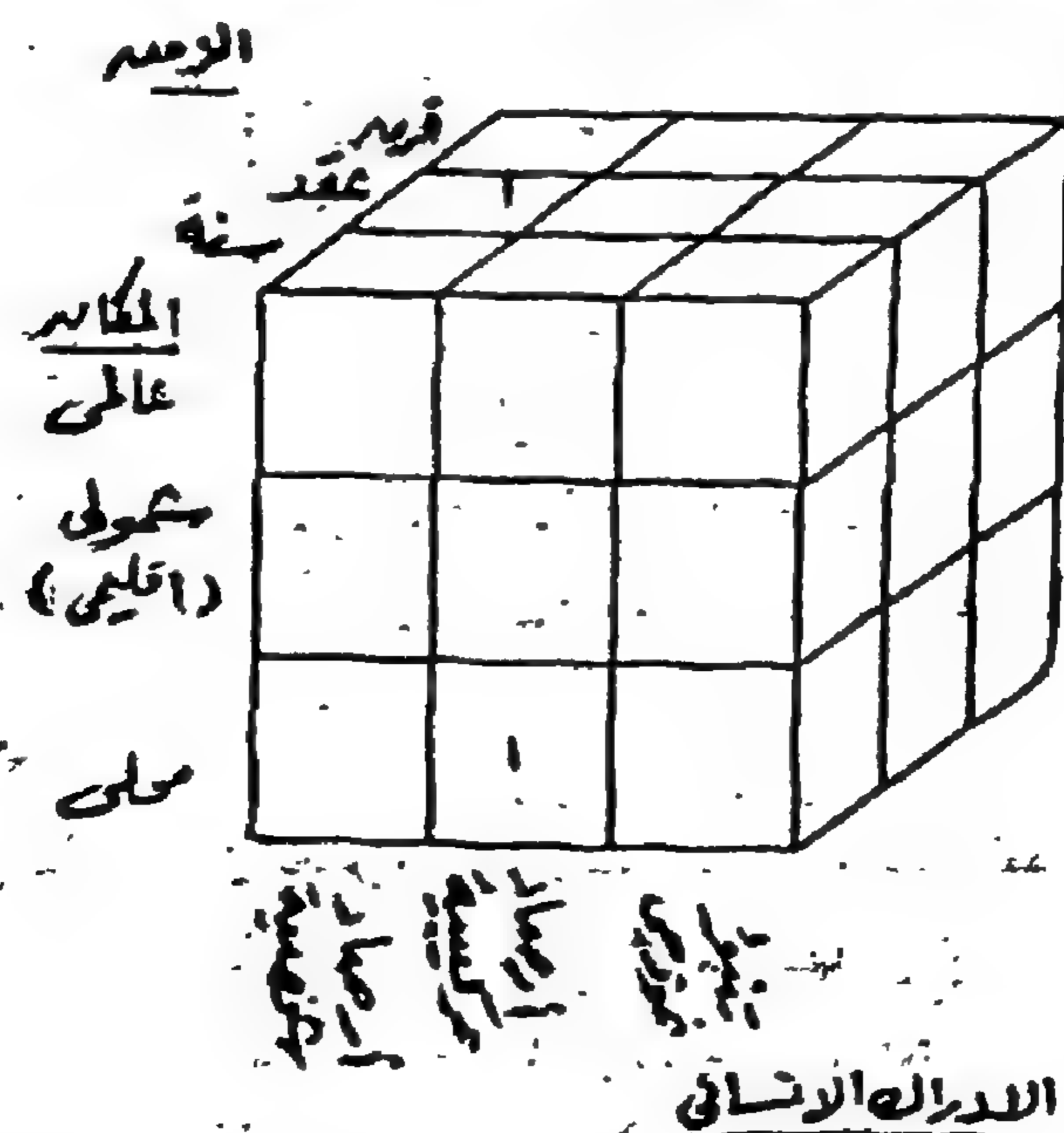
#### المستويات وبعضها البعض.

ومع هذا فإننا لا نود أن نوحى هنا بأنه يفضل أن ينظر إلى المناخ على أنه مجموع عدد من الظواهر الصغيرة المدى مكانياً أو زمنياً تكون في مجموعها ظاهرة واحدة كبيرة. وفي الواقع فإننا سنبداً أولاً بالتركيز على ميكانيكيات المناخ التي تؤدي إلى حدوث الظواهر الجوية كبيرة المستوى كما تظهر في عمليات موازنات الطاقة والماء. ومن تلك الميكانيكيات والظواهر نصل إلى استخلاص ماهية وكيفية حدوث الدورات الجوية والمحيطية. يلي ذلك عرض كيفية تأثير الأحوال الجوية التي تحدث على مستوى كوكب الأرض على المناخ على مستوى المناطق الواسعة وكذلك على المستويات المحلية. أي أننا ننظر إلى الملامح المناخية كبيرة المستوى التي تعد ثابتة نوعاً أولاً ثم نصل منها إلى أحوال المناخ السطحية على المستويات التي تؤثر في حياة الإنسان اليومية أثراً مباشراً.

وكل الملامح المناخية المذكورة في شكل (١-٤) عادة ما ينظر إليها على أنها تمثل جوانب من علم الأرصاد الجوية Meteorology، رغم أن جوهر ذلك العلم كان دائماً وبشكل تقليدي مرتبطاً بالمستويات المشار إليها كمستويات شاملة Synoptic والتي تتعامل مع مناطق ذات مساحات محدودة وتغطي مدى زمنياً قصيراً. والوسائل أو التقنيات المستخدمة في تلك المناطق هي وسائل عديدة ومختلفة وغالباً معقدة. فعلم الأرصاد الجوية يركز على خلق مفاهيم تؤدي



إلى توقعات جوية قصيرة المدى محددة المكان والفترة الزمنية، بينما علم المناخ Climatology يهتم بمفاهيم تؤدي إلى رؤية وتوقعات مستقبلية أطول زمناً والتي هي بالقطع ليست محددة بالزمن. وقد تكون فقط - وبصورة عامة - محددة بالمكان. ومن هنا فإن العديد من الأساليب الخاصة بالأرصاد الجوية تقع خارج مجال اهتمامنا المباشر في هذا الكتاب، إلا أن الكثير من المفاهيم المرتبطة بعلم الأرصاد الجوية يجب أن تدخل كجزء أساسي ضمن مفاهيم علم المناخ. وفي الواقع فإنه كلما اقترب علم الأرصاد الجوية وعلم المناخ من بعضهما البعض وتداخل فإن المزيد من التفاعل والتبادل بين المجالين يكون مطلوباً. ورغم أننا كدارسين للمناخ يجب أن نستفيد تماماً من النتائج المتحصّل عليها من الأبحاث والمعلومات الخاصة بالأرصاد الجوية إلا أن المفاهيم المشار إليها في شكل (١-٤). يجب أن تمتد وتتسع إذا أردنا حقاً إضفاء صورة تمثل علم المناخ بشكل واقعي. فيجب أولاً أن نمد من المدى الزمني لكي تشمل الأحوال المناخية من عشرات السنين إلى آلاف السنين، ويجب أيضاً أن نضيف بعداً آخر يمثل الإدراك أو الاستيعاب الإنساني لعناصر المناخ وأهميتها، فمثل هذا الاستيعاب الإنساني يجب أن يكون حاضراً في الحساب إذا ما أردنا أن يتحول التقدم في فهمنا للمناخ وعملياته وظواهره إلى مبادرات وأفعال من قبل المجتمعات الإنسانية المختلفة بحيث تستفيد منها أو تخفف من الآثار الضارة الناتجة عنها. وعلى هذا فإن شكل (١-٥) قد اقترح ليمثل البعد الإنساني لعلم المناخ. ويمكن تصور الجوانب المتعلقة بعلم الأرصاد الجوية الممثلة بشكل (١-٥) على أنها الجوانب التي تشكل المنطقة الواقعة قرب الجانب الأيسر للوجه الأمامي من مكعب المناخ. وفي الواقع فإن هذه المنطقة بعيداً هي التي نعلم الكثير عنها. وهنا يمكن القول بأن علم المناخ المعاصر يمثل الجهود المبذولة لتطوير معلوماتنا لكي تغطي باقي أجزاء ذلك المكعب.



شكل (١-٥) مكعب المناخ. يمكن النظر إلى المناخ على أنه يتواجد في ثلاثة أبعاد على الأقل، الزمن والمكان والإدراك الإنساني - الأقسام الموضحة هنا لهذه الأبعاد هي اختيارية ولكنها تعكس أهمية التفاعل بين تلك الأبعاد.



## فروع علم المناخ

### علم المناخ الفيزيائي،

تحدث بعض العمليات الأساسية في المناخ على جميع المستويات أو هي تحدث دون ارتباط بمستوى معين - هذه العمليات يمكن التفكير فيها باعتبارها ضوابط المناخ، ودراستها تسمى عادة بعلم المناخ الطبيعي أو الفيزيائي *Physical Climatology*. ونظراً لأن المناخ هو نتاج طاقة فإن اعتبارات الطاقة ستكون نقطة البداية. وعلى هذا فإننا نتناول العمليات الجوية في هذا السياق باعتبارها سلسلة من النشاطات التي تستخدم الطاقة القادمة من أشعة الشمس وتحولها إلى صور أخرى من الطاقة تحركها من مكان إلى آخر في الغلاف الجوي، ثم تعيدها في النهاية إلى الفضاء مرة ثانية. وفي هذا المجال تستخدم بعض النتائج المباشرة لنظام الطاقة، لا سيما توزيع الحرارة، ولعل أحد أهم نتائج تبادلات الطاقة هذه هي نشأة دورة الماء. والتي تشمل الثلوج عند مناطق القطبين الشمالي والجنوبي من كوكب الأرض، والماء في صورته السائلة بالمحيطات والبحار، والأمطار، وكذلك في صورة بخار آتماء في الغلاف الجوي. فالماء - في صورته المختلفة كلها - ليس أساساً للحياة فقط ولكنه يؤثر على نظام الطاقة أيضاً، كما أنه يتأثر بها كذلك، فهو إذن ليس فقط جزء من المناخ ولكنه يلعب دوراً بالغ الأهمية في خلق المناخ نفسه.

### علم المناخ الديناميكي،

بمجرد أن نضيف اعتبارات الحركة الأفقية للهواء - الرياح - لدورات المناخ فإننا نكون بصدد فرع آخر من فروع علم المناخ وهو علم المناخ الديناميكي *Dynamic Climatology*. ويقسم علم المناخ الديناميكي إلى ثلاثة مستويات لكي يوضح بشكل أكثر تحديداً كيف تولد ضوابط المناخ ما نعرفه الآن بالمناخ الكامل. وعلى هذا فيهتم بالمقياس أو المستوى الأكبر وهو المتعلق بالأرض ككل، أو بالأجزاء الغالبة من كوكب الأرض. وهنا سيتفاوت المدى الزمني من فصول إلى عشرات السنين وهذا المدى هو المستوى الذي يمكن من خلاله أن تستخدم الملاحظات والقياسات الفعلية لتطوير عملية فهم المناخ بصورة دقيقة وشاملة.

### علم المناخ التفصيلي،

ظهر في ألمانيا في بداية القرن العشرين نوع جديد من الدراسات المناخية التي فرضتها الحاجة الشديدة لمضاعفة استخدام الأراضي الزراعية حتى يمكنها أن تواجه التزايد المستمر من السكان، فقد رأى بعض الباحثين وعلى رأسهم العالم كراوس *Gregor Kraus* أن علم المناخ يمكنه أن يقدم خدمات كثيرة لهذا الاستخدام، ولكنهم لاحظوا أن الدراسات المناخية العامة التي

تعتمد فقط على المعادلات التي تنشرها المراصد المختلفة كثيراً ما تعطى صورة مشوهة لما هو موجود في الطبيعة فعلاً، لأن هذه المعادلات تهمل كثيراً من التفاصيل المهمة التي قد تكون لها آثار هامة في حياة النباتات، كما أنها تهمل في معظم الأحيان مراعاة الظروف الجغرافية المحلية التي يكون لها أحياناً أثر واضح في تنوع المناخ واختلافه من بقعة لأخرى في الإقليم الواحد، ولذلك فإن الدراسات المناخية العامة لم تكن لها الفائدة المرجوة في الحياة العملية خاصة ما يتعلق منها بالاستخدام الاقتصادي للأرض.

وليس من شك في أن الحياة النباتية التي تغطي سطح الأرض في بعض الأماكن ودرجة كثافتها لها كذلك تأثير ظاهر على المناخ، وهو تأثير ملطف في غالب الأحيان. ويكفي أن نشير إلى ما نلمسه في حياتنا العامة من فرق واضح بين مناخ المدن ومناخ الريف، ولو أننا يجب أن نلاحظ من ناحية أخرى أن ظروف المدن نفسها بما فيها من مباني ومصانع وما ينتشر في جوها من أتربة ودخان ومواد عالقة، وفي منازلها من مواقد، كل ذلك له دخل كبير في اظهار الفرق بين مناخ المدن ومناخ الريف.

وقد ثبت أن الظروف المحلية تلعب دوراً هاماً في تنوع مظاهر المناخ وما يترتب على ذلك من تنوع في مظاهر الحياة المختلفة داخل المنطقة الواحدة، ولهذا فإننا نجد أن الجغرافيين أخذوا في الآونة الأخيرة يهتمون بصفة خاصة بدراسة تفاصيل المناخ في مناطق صغيرة محدودة المساحة، أكثر من اهتمامهم بدراسة المظاهر العامة في مناطق واسعة، وقد أدى هذا الاتجاه الحديث إلى تشعب علم المناخ واتساع مجال البحث فيه من هذه الناحية أيضاً، فبدأنا نعلم مثلاً عن موضوعات جديدة مثل مناخ المدن ومناخ سطح التربة، أي على ارتفاع لا يزيد عن متر واحد منها، ومناخ الوديان، وغير ذلك من الموضوعات التي أصبح يضاهيها فرع جديد عظيم الأهمية من علم المناخ يطلق عليه بصفة عامة اسم «علم المناخ التفصيلي» Microclimatolog، وقد أصبح علم المناخ التفصيلي في الوقت الحاضر من أهم العلوم التي توجه إليها الدول المتقدمة عناية بالغة لما له من أهمية اقتصادية خطيرة يبدو أثرها واضحاً بالنسبة لتوزيع مظاهر الإنتاج سواء منها ما هو زراعي أو ما هو صناعي.

### علم المناخ التطبيقي:

يعد علم المناخ التطبيقي Applied Climatology من أحدث فروع علم المناخ وأصبح الآن علماً واسعاً له علاقاته المتشعبة مع العلوم الأخرى، وقد عولج في كتابات عديدة مثل: Brooks (1950), Crithchfield (1966), Smith Keith (1975), Hobbs (1981).، وليس من شك في أن المناخ من أهم العوامل الطبيعية التي تتدخل بطريق مباشر أو غير مباشر في تشكيل سطح الأرض وما عليه من مظاهر متباينة، سواء في ذلك تلك المظاهر الخاصة بتضاريس

القشرة الأرضية وتكوينها، أو تلك التي تتصل بتكوين التربة وبحياة النباتات والحيوان بجميع أنواعهما، وليس الإنسان بأقل الكائنات الحية تأثراً بهذا العامل سواء في الماضي أو الحاضر، فلن استطاع العقل البشري أن يغير بعض الشيء من مظاهر سطح الأرض، وأن يغزو بمخترعاته أجواز الفضاء وعروض البحار وأن يرتاد سطح القمر، فإن الإنسان كان ولم يزل وسيظل دائماً عبداً لظواهرات الجو وأحوال المناخ، ولن نستطيع مهما طال الزمن أن نفحرر كلية من سيطرتها، عليه وتحكمها في مشروعاته وأنشطته، بل وفي لونه وصحته ومزاجه، ولن نستطيع أن ندخل هذا في تفاصيل العلاقة بين المناخ وحياة الإنسان. التي هي الميدان الأساسي لعلم المناخ التطبيقي.

وعبر ما فقد بدأ علم المناخ منذ نشأته بداية تطبيقية، فما أن بدأ الإنسان يتنفس هواء جوه، ويتلمس التباينات الموجودة ما بين أجزاء بيئته المحددة، حتى شعر بضرورة البحث عن دور الظواهرات الجوية في تحديد طرق عيشه، والعمل على ضبط تأثير تلك الظواهرات وتجلب نتائجها ومآسيها إن أمكن له ذلك، وهو ما يمثل ميدان علم المناخ التطبيقي.



---

# الفصل الثاني

## الغلاف الجوي

### والعوامل المؤثرة في المناخ

---



## الفصل الثاني

### الغلاف الجوي

### والعوامل المؤثرة في المناخ

#### مقدمة

بعد الهواء أرخص ما في الوجود إلا أنه بمطير للحياة أغلى ما في الوجود، فقد يستطيع الإنسان أن يستغنى عن الطعام والشراب عدة أيام ولكنه لا يستطيع أن يبقى حياً لدقائق معدودة دون أن يستنشق الهواء ويذوقه، ولقد منحنا الطبيعة وقرة في الهواء لا نظير لها، على الرغم من أن الهواء ليس بكثافة اللباس أو الماء، حيث يقدر وزن أو كتلة الهواء على سطح كوكبنا الأرض بحوالى خمسة مليون مليون طن وحوالى نصف هذه الكتلة تزيد دون مستوى ارتفاع خمسة كيلو مترات وأكثر من 99٪ منها دون 35 كيلو متراً ارتفاعاً، يستهلك منها الإنسان أكثر مما يتناوله من طعام أو شراب، فالإنسان العادى يتناول فى اليوم الواحد حوالى ثلاثة كيلو جرامات من الطعام والشراب، إلا أنه فى الوقت نفسه يستنشق حوالى تسعة كيلو جرامات من الهواء (ثلاثة عشر لتراً) يومياً أو ما يزيد على خمسة الاف لتراً سنوياً.

ويتميز الهواء بمقاومته لبعض الأجرام السماوية التى تحاول عبوره من الفضاء متجهة إلى سطحه. ويعمل الاحتكاك الذى يتم بينه وبينها على تفتيتها وتدميرها، قبل أن تبلغ سطح الأرض، كما هى الحال فى الأجرام الصلبة الصغيرة الحجم التى تحترق بهيئة شهب عند عبورها الجو الخارجى متولداً من احتكاكها به حرارة كبيرة تكفى لاشتعالها وتوهجها وتدميرها.

ولولا الغلاف الجوى لما وجدت الحياة على سطح الأرض، ولا كانت هناك سحب ورياح وعواصف ... إلخ. ذلك أن الجو ضرورى للحياة لأن فيه أوكسجين الحياة وماؤها النقى، وهو الوسط الذى تحدث فيه مظاهر الطقس كافة. والجو درع الأرض الواقى الذى يحميها من الأجسام الصلبة الكونية الشهابية، ومن الإشعاع الشمسى فوق البنفسجى المميت، كما يمنع حدوث التطرف الحرارى الكبير عند سطح الأرض، ويؤد الأرض بمقومات الحياة الأساسية.

كما أن الهواء يشكل الغلاف الجوى الذى يعد المؤثر الأساسى على الغطاء النباتى حيث لا تقتصر الأهمية هنا على مكونات الهواء وإنما تمتد إلى ما يحدث من تقلبات وتغيرات فى العناصر الجوية كدرجات الحرارة - الرطوبة - سرعة الرياح - وكمية المطر لا قد يسقط المطر على بعض البقاع الجنباء فيحيتها، بينما قد تنح الأمطار فى بقاع أخرى فتصبح جدياء، ولهذا تثار كثيراً من الأسئلة عن دقة التنبؤات الجوية ومدى مطابقتها للواقع أو اختلافها عنه ويرجع ذلك ليس فقط لأن الظواهر الجوية هى المسيطرة على نشاطات الأفراد والجماعات من ناحية الزراعة والصناعة والمواصلات بل أنها مطلوبة أيضاً للطيران.



ربما من النقص في دقة التنبؤات الجوية في الوقت الحاضر كل دول العالم بلا استثناء، وترجع أسباب عدم مطابقة التنبؤات الجوية للواقع إلى أن الهواء وهو غاز يتحرك وينتشر في سهولة ويسر على أجزاء مختلفة الخواص من سطح الأرض يتبادلاً معها الصفات ثم ينتشر إلى أماكن أخرى، وبذلك تكون خواص الكتل الهوائية هي محصلات الصفات المكتسبة من الأسطح التي مرت عليها ومناثرة بأشعة الشمس واختلاط بعضها ببعض مما يصعب التكهّن بما يعتريها من تغيرات. ومن ناحية أخرى فإن عملية التنبؤ الجوي تستلزم بالضرورة معرفة العناصر الجوية عند أماكن مختلفة من سطح الأرض ويقدر ما نحصل عليه من معلومات جوية بقدر ما تزداد دقة التنبؤات. فإذا ما أخذنا في الحسبان أن سطح الأرض يشكل حوالي ثلاثين بالمائة من مساحة الأرض فإن معظم محطات الأرصاد تكون موزعة بالقرب من الأماكن المأهولة بالسكان أي على مساحة لا تتعدى خمسة عشر بالمائة من مساحة كوكب الأرض تتناقص إلى عشرة بالمائة إذا ما استبعدنا المعلومات غير الدقيقة من العناصر الجوية التي تنشأ عن أخطاء القياسات وعدم دقة الأجهزة، من ذلك نستطيع معرفة مدى الصعوبة في التنبؤات بالظواهر الجوية اعتماداً على معلومات تمثل جزءاً ضئيلاً من مساحة كوكب الأرض.

وهناك محاولات جادة لدراسة إمكانية التحكم في الجو، وهي خطوة سوف تليها زيادة الدقة في التنبؤات الجوية، وذلك بإنشاء بعض السور في أماكن مختلفة من المحيطات والبحار بهدف تحويل مسارات بعض التيارات البحرية مما ينشأ عنه تعديل خواص الكتل الهوائية التي تنساب على هذه المناطق، كما أنه قد قدمت بعض الأبحاث للتحكم في الجو باستخدام التفجيرات النووية على مناطق معينة في بحر الشمال وذلك بهدف تعديل مسار الكتل الباردة التي تتجه إلى الجنوب الذي في مارة بقارة أوروبا والبحر المتوسط، إلا أن صعوبة الحصول على قنابل ذرية نظيفة تعد مشكلة أساسية لم يتم التغلب عليها حتى الآن. كما أن التغيرات الجوية التي سوف تنشأ عن هذا التحويل سوف تصاحبها بعض الأخطار والخسائر التي لا يحمد عقباه.

وعلى المستويات المحلية أجريت عدة تجارب لاستقطار السحب بواسطة القاء بعض الأبخرة القادرة على تكثيف بخار الماء الجوي، وكللت بعض هذه التجارب بالنجاح إلا أنه لا يمكن أن نجزم بأن الطرق المستخدمة حالياً تعد مثالية يمكن الحكم على نتائجها الكمية ومدى نجاحها، بل لابد من تدريب أعداد عديدة من المؤهلين علمياً للعمل في مجال الأرصاد الجوية وأبحاث طبيعة السحب بهدف استغلال وتطويع المحيط الجوي الهائل الذي يعيش الإنسان على قاعه.

## التكوين والتركيب الأساسي للغلاف الجوي

الجو هو غلاف من الغازات يحيط بكوكب الأرض وليس لهذه الغازات طعم ولا لون ولا رائحة، إنما يستدل على وجودها بحركتها كرياح أو هياجها على شكل أعاصير يقصف الأشجار ويهدم المسيلكن ويفرق السفن، ولولا وجود أجسام لتعذر على الإنسان أن يطير. ولما فارق بخار الماء سطح البحار. ولا توغلت السحب في البلاد فسقتها بأمطارها وجعلتها صالحة للحياة -

ولما سرى صوت من مكان لآخر. ويدون الجو أيضاً لسقطت النيازك بشدة كبيرة على سطح الأرض وأحدثت فجوات عميقة مثل الذي يحدث على سطح القمر.

ولقد أثبتت الدراسات أن الهواء عبارة عن خليط ميكانيكي وليس مركباً كيميائياً حيث يتكون أساساً من عنصر الهيدروجين حيث يشكل هذا الغاز حوالي ٧٨,٠٨٤٪ من حجم الهواء وعنصر الأوكسجين ويمثل حوالي ٢١,٩١٦٪ من حجم الهواء. علاوة على هذا توجد عدة غازات نسبتها ثابتة في الجو مثل الأرجون والأيدروجين والكربون والهليوم وغازات أخرى نسبتها متغيرة مثل بخار الماء وثاني أكسيد الكربون وغاز الأوزون. انظر الجدول رقم (١ - ٢). علاوة على ذلك أظهرت أبحاث الأعمار الاصطناعية أن هذه الغازات مختلطة في الغلاف الجوي على نحو لافت للنظر بنسب ثابتة حتى ارتفاع حوالي ٨٠ كيلو متراً.

ويرتبط الحديث عن الغلاف الجوي ارتباطاً وثيقاً بما يحمل من بخار الماء، فبالرغم من وجوده في الجو بكميات قليلة إلا أن له تأثيراً فعالاً في بقاء الحياة على سطح الأرض وأهم مظاهره السحب والأمطار التي لولاها لما نما النبات ولا عاش الإنسان والحيوان على سطح كوكب الأرض وبذلك تكون كل الظواهر الجوية، باستثناء عواصف الرمل مرتبطة ارتباطاً وثيقاً ببخار الماء. ومما يجدر ذكره أن بخار الماء الجاف أي الخالي من قطرات الماء أخف وزناً من الهواء الجاف إذا ما تساوت الأحجام والضغوط ودرجات الحرارة لكل منهما، إذ تبلغ كثافة بخار الماء الجاف حوالي خمسة أثمان كثافة الهواء الجاف. ولهذا تتصاعد أبخرة المياه إلى طبقات الجو العليا حتى تتكاثف مكونة أشكال السحاب المعروف.

وتحدث اختلافات جوهرية في تكوين الغلاف الجوي مع الارتفاع عن سطح الأرض ودوائر العرض والزمن يمكن شرحها فيما يلي:

### التغيرات مع الارتفاع

يتوقع أن تصبح الغازات الخفيفة (خاصة الهيدروجين والهليوم) أكثر انتشاراً في الجزء العلوي من الغلاف الجوي ولكن الاختلاط المضطرب الذي يحدث على نطاق واسع في الغلاف الجوي يحول دون هذا الفصل حتى على ارتفاع عشرات الكيلو مترات فوق سطح الأرض. والاختلافات بحسب الارتفاع التي تحدث فعلاً ترجع إلى المواضع الأصلية للنوعين الرئيسيين من الغازات غير الدائمة وهما: بخار الماء والأوزون ونظراً لأن كلا منهما يمتص جزء من الإشعاع الشمسي والأرضي فإن الميزانية الحرارية، والتوزيع الرأسى لدرجة الحرارة في الغلاف الجوي يتأثران بتوزيع هذين الغازين. كما يستتبع توزيع هذين الغازين توزيعاً متكاملاً لدرجة الحرارة في الغلاف الجوي.

ويؤلف غاز بخار الماء ٤٪ من حجم الغلاف الجوي (وحوالي ٣٪ من وزن الغلاف الجوي) بالقرب من سطح الأرض، ولكنه غالباً لا يوجد بعد ارتفاع عشرة كيلو مترات من سطح الأرض. ويضاف بخار الماء إلى الغلاف الجوي عن طريق التبخر من المسطحات المائية أو النتح من النباتات، ويتم نقله إلى أعلى في الغلاف الجوي عن طريق حدوث الاضطرابات الجوية. وتعد الاضطرابات الجوية عاملاً مؤثراً رافعاً في العشرة كيلو مترات السفلى من الغلاف الجوي. وأكثر



كثافة محتملة من غاز بخار الماء في الهواء البارد تكون مركزة في المناطق السفلى جداً من الغلاف الجوى، هذا فضلاً عن وجود نسبة ضئيلة جداً من بخار الماء في الطبقات العليا من الغلاف الجوى.

جدول رقم (١-٢)  
معدل تركيب الغلاف الجوى الجاف أسفل ٢٥ كم

الوزن الجزيئي (ك)	الحجم %	الرمز	العنصر
٢٨,٠٢	٧٨,٠٨	N <sub>2</sub>	النيتروجين
٣٢,٠٠	٢٠,٩٤	O <sub>2</sub>	الأكسجين
٣٩,٨٨	٠,٩٣	A <sub>r</sub>	الأرجون (*)
٤٤,٠٠	٠,٠٣ (كلير قنطريون)	CO <sub>2</sub>	ثاني أكسيد الكربون
٢٠,١٨	٠,٠٠١٨	Ne	النيون (*)
٤,٠٠	٠,٠٠٠٥	H <sub>e</sub>	الهيليوم (-*)
٤٨,٠٠	٠,٠٠٠٠٦	O <sub>3</sub>	الأوزون (**)
٢,٠٢	٠,٠٠٠٠٥	H	الهيدروجين
-	نثر	K <sub>r</sub>	الكريبتون (*)
-	نثر	X <sub>e</sub>	الإكسيلون (*)
-	نثر	Me	الميثان

(-) منتجات تحليل البوتاسيوم واليورانيوم.

(\*) غازات خاملة.

(\*\*) اتحاد جديد للأكسجين.

ويتركز غاز الأوزون (O<sub>3</sub>) بصورة رئيسية بين ارتفاع ١٥ - ٣٥ كيلو متراً. كما أن الطبقات العليا من الغلاف الجوى تتلار بواسطة الأشعة فوق البنفسجية من الشمس التي تسبب كسراً لنوى الأكسجين في الطبقات بين ٨٠ - ١٠٠ كيلو متراً، هذه الذرات المنفصلة ربما يتم اتحادها جزئيات الأكسجين الأخرى لكي يطلع الأوزون.

وحيث أن تصادم ثلاثة أجسام نادراً ما يحدث على ارتفاع ما بين ٨٠ - ١٠٠ متراً فإن هذا يرجع إلى الكثافة المنخفضة جداً من الغلاف الجوى، بينما نجد أن



حوالى ٢٥ كيلو متراً معظم الأشعة فوق البنفسجية القادمة قد تم امتصاصها على مستويات مرتفعة. إذ أن الأوزون بشكل أساساً بين ٣٠ - ٦٠ كيلو متراً، لذا فإن التصادم بين الأكسجين أو جزيء آخر يكون محتملاً بشكل كبير. والأوزون نفسه غير مستقر ويمكن أن يتلاشى إما عن طريق التعارض والتصادم لذرات الأكسجين لإعادة خلق أكسجين جديد (أوزون + جزيء = أكسجين + أكسجين) أو بسبب تأثير الأشعاع عليه.

والتحول الثابت من الأكسجين إلى الأوزون ومن الأوزون إلى الأكسجين عن طريق فعل العمليات الكيميائية الضوئية Photochemical تحافظ على التوازن التقريبي فوق حوالى ٤٠ كيلو متراً، ولكن أعلى نسبة مخططة من الأوزون توجد على ارتفاع ٢٥ كيلو متراً، حيث أن أعلى كثافة للأوزون تحدث بين ٢٠ - ٢٥ كيلو متراً.

ونتيجة للانتقال الدائري الميكانيكى لحركة الأوزون فى الاتجاه إلى مستويات سفلى حيث يسمح بحدوث التراكم للغاز ومع ذلك فمن الأساسى أنه يمكن إدراك عدم الاستهانة بأهمية طبقة الأوزون، وإذا ضغط الغلاف الجوى إلى مستوى سطح البحر ينتشر الأوزون فى حوالى ٣ ملليمتر من السمك الكلى للغلاف الجوى لحوالى ٨ كيلو متراً.

#### التغيرات مع دوائر العرض والمضصول

تعد التغيرات فى تركيب الغلاف الجوى مع دائرة العرض والفصل ذات أهمية خاصة فيما يتعلق بغازى بخار الماء والأوزون.

ولقد وجد أن حجم الأوزون منخفض فوق خط الاستواء ولكنه مرتفع فوق دوائر العرض شمال خط ٥٠ درجة شمالاً بصفة خاصة فى فصل الربيع. فإذا كان التوزيع لمجرد نتائج العمليات الكيميائية الضوئية لوجدنا أن أعلى نسبة تحدث فى شهر يونيه بالقرب من خط الاستواء، كما أن النمط الشاذ يجب أن يحدث فى اتجاه القطب لانتقال الأوزون.

وتظهر هذه الحركة فى المستويات العليا (٣٠ - ٤٠ كيلو متراً) فى العروض الدنيا ونحو المستويات السفلى (٢٠ - ٢٥ كيلو متراً) فى العروض العليا خلال شهور الشتاء. وهنا يخزن الأوزون أثناء الليالى القطبية، معطياً ارتفاعاً للطبقات الغنية بالأوزون فى بداية فصل الربيع. ونوع الدورة لهذه العملية الانتقالية لم تكن معروفة من قبل، كما لم يظهر أنها مباشرة وبسيطة.

ويوجد فى نصف الكوكب الجنوبي نمط توزيع لغاز الأوزون مشابه لما هو موجود فى النصف الشمالى لكوكب الأرض وفيما عدا هذا إلى اتجاه القطب عند دائرة عرض ٥٥ درجة جنوباً نجد أن الكمية أقل بالمقارنة بنصف الكوكب الشمالى. وكمية بخار الماء الموجودة فى الغلاف الجوى ترتبط أساساً بدرجة حرارة الهواء، حيث يكون عظيم فى فصل الصيف فى العروض الدنيا ومع ذلك توجد مناطق واضحة مستثناة من هذه القاعدة العامة، مثل مناطق الصحارى المدارية.

ويمثل حجم ثانى أكسيد الكربون فى الهواء (معدلة حوالى ٢٢٥ جزء فى المليون) أكبر

معدل فصلى في العروض العليا في نصف الكوكب الشمالى. وعند دائرة عرض ٥٠ درجة شمالاً تتراوح معدلات التركيز ما بين ٣٣٠ جزء في المليون في أواخر الصيف إلى حوالى ٣٣٨ جزء في المليون في فصل الربيع. وترجع الكميات القليلة في فصل الصيف إلى عمليات الامتصاص لثانى أكسيد الكربون بواسطة البحار القطبية الباردة. وعلى مدى السنة ينتقل جزء صافى قليل من ثانى أكسيد الكربون من العروض الدنيا إلى العروض العليا تأخذ مكانها لكى تحافظ على توازن كميتها بالهواء.

### التغيرات مع الزمن

تعرض كميات ثانى أكسيد الكربون والأوزون والذرات في الغلاف الجوى للتغير خلال فترة طويلة من الزمن وهذه ظاهرة ذات أهمية خاصة لتأثيرها المحتمل على الميزانية الإشعاعية. ويدخل ثانى أكسيد الكربون الغلاف الجوى بصورة أساسية بواسطة نشاط الكائنات الحية، وإفساد الطبيعة من العناصر الأصلية في التربة والوقود الناتج من الحرق (شكل: ١ - ٢). ويظهر بوضوح أن هذا الإنتاج من ثانى أكسيد الكربون لم يتوازن بأى حال مع الكمية الكلية لثانى أكسيد الكربون في الغلاف الجوى التى يجب أن تزداد. بثبات.

والتوازن الديناميكى (الكمية المطلقة من غاز ثانى أكسيد الكربون - الكمية الممتصة)، تم الحصول عليه بصورة أولية بواسطة التركيب الضوئى Photosynthesis الذى يزيل تقريباً ٣٪ من ثانى أكسيد الكربون فى الجو سنوياً. وفى المحيطات يذهب ثانى أكسيد الكربون أساساً لإنتاج كربونات الكالسيوم فى شكل أصداف بحرية وهياكل عظمية للحيوانات البحرية.

ولثانى أكسيد الكربون تأثير هام على درجات الحرارة الأرضية عن طريق امتصاصه وإعادة إطلاق الإشعاع من الأرض والغلاف الجوى، وقد دلت الدراسات بأن زيادة تصل إلى ٣٧٠ جزءاً فى المليون متوقعة فى نهاية القرن العشرين وهذه سوف ترفع متوسط درجة الحرارة بالقرب من سطح الأرض بحوالى ٠,٥ م° بالمقارنة مع درجات الحرارة فى الستينات من القرن العشرين.

كما أن التغير فى تركيز الذرات مع الزمن ربما يكون غير منتظم، كما فى إنتاج الغبار البركانى، أو ربما يكون آخذاً فى التقدم كما فى حالة الذرات الناتجة عن الصناعة. وفى الوقت الحاضر نجد توزيع نواتج الصناعة (خاصة السلفات وذرات التربة) يشكل حوالى ٣٠٪ من المجموع الكلى وربما تكضاعف هذه النسبة فى نهاية القرن العشرين. والتأثير الغالب لهذه النواتج يكون على الأجزاء السفلى من الغلاف الجوى.

وتغيرات الأوزون فى طبقات الجو العليا ربما تحدث ذبذبات فى الأشعة الشمسية فوق البنفسجية. وهذا تم اقتراحه كدأحية ميكانيكية فى التغير المناخى نظراً لأن الأوزون يمتص الإشعاع الشمسى والأرضى فى الوقت الحاضر.







## كتلة الغلاف الجوي

أصبح الآن من الضروري أن نفحص بعض القوانين الميكانيكية التي تتناول غازات الغلاف الجوي. وهناك قانونان بسيطان يظهران العوامل الرئيسية التي تسيطر على التغير في الضغط الجوي. الأول قانون بويل "Boyle's Law" الذي ينص على أنه عند ثبات درجات الحرارة، فإن حجم كتلة الغاز ( $V$ ) تتغير عكسياً كما في الضغط الخاص بها ( $P$ ). ويمكن عرض هذا القانون كما يلي :

$$P = \frac{KL}{V}$$

حيث أن :

(KL) = الثابت (خاص بدرجة الحرارة)

(V) = حجم كتلة الغاز

(P) = الضغط الجوي

أى أن :

$$\frac{\text{الثابت}}{\text{كتلة حجم الغاز}} = \text{الضغط الجوي}$$

والقانون الثانى، يعرف بقانون تشارلز "Charles's Law" الذى يؤكد على أنه عند ثبات الضغط الجوي، تتغير كتلة حجم الغاز مباشرة مع درجات الحرارة المطلقة ( $T$ ) ويمكن وضعه فى الصيغة التالية

$$V = K_2 T$$

حيث أنه :

(V) = كتلة حجم الغاز

( $K_2$ ) = ثابت (خاص بالضغط الجوي)

(T) = درجات الحرارة المطلقة

ويمكن وضع هذا القانون فى الصيغة التالية :

كتلة حجم الغاز = ثابت الضغط الجوي  $\times$  درجات الحرارة المطلقة. وهذه القوانين تدل ضمناً على أن الأنواع الثلاثة من الضغط، والحرارة، والحجم يعتمد بعضها على البعض الآخر بصورة كاملة. بمعنى أن أى تغير فى واحدة يحدث تغيراً معادلاً فى الأخرى وفى الاثنين الباقيين معاً.

وقوانين الغاز يمكن إجمالها لكى تعطى العلاقة التالية :

$$PV = Rm T$$

حيث أن :

(m) = كتلة الهواء

(R) = ثابت الغاز فى الهواء الجاف

وإذا تم استخدام  $T$ ,  $m$  فإننا نحصل على قانون بويل، ولكن إذا تم استخدام  $P$ ,  $m$  فإننا نحصل

على قانون تشارلز ونظراً لأنه من المقنع أن تستخدم الكثافة ( $Q = \frac{\text{الكتلة}}{\text{الحجم}}$ ) بدلاً من الحجم عند دراسة الغلاف الجوي، لذا فإنه يمكن إعادة كتابة المعادلة على النحو التالي :

$$P = RQT$$

حيث أن  $R$  = ثابت الغاز للهواء الجاف

$P$  = الضغط الجوي

$Q$  = الكثافة ( $\frac{\text{الكتلة}}{\text{الحجم}}$ )

$T$  = درجات الحرارة المطلقة

### تركيب (بنية) الغلاف الجوي

يمكن تقسيم الغلاف الجوي إلى مجموعة واضحة من الطبقات اعتماداً على أساس التباين الحراري بين مستويات الجو المختلفة؛ والأدلة على هذا التركيب تأتي بانتظام عن طريق الرادار، أو موجات الراديو. وفي الوقت الحاضر أمكن الحصول على معلومات مفيدة ومهمة عن الغلاف الجوي بواسطة الأقمار الاصطناعية بأنواعها العديدة ومر أهمها الأقمار الاصطناعية المتيورولوجية. وتؤثر الخصائص العامة لتلك الطبقات تأثيراً كبيراً على المظاهر الأساسية التي تميز مستويات الغلاف الجوي رأسياً، بحيث يبدو كل مستوى بشكل طبقة شغل سمكاً معيناً (شكل رقم ٢-٢). وفيما يلي دراسة تفصيلية لكل طبقة على حدة.

### طبقة التروبوسفير

تعرف الطبقة السفلى من الغلاف الجوي باسم التروبوسفير، ويظهر في هذه الطبقة بوصف جميع ظواهر الطقس والاضطرابات الجوية، وتحتوي على حوالي ٧٥٪ من مجموع جزيئات الكتل الغازية في الغلاف الجوي، كما تتضمن جميع بخار الماء والضباب والدخان. وقد يحدث في هذه الطبقة ما يعرف باسم الانقلاب الحراري Temperature inversion وهو زيادة حرارة الهواء مع الارتفاع عن سطح الأرض بدلاً من انخفاضها، ومستوى الانقلاب هذا يمثل الحد الأقصى لطقس. ويميز هذه الطبقة صفات أساسية هي :

- ١ - احتواؤها على ٧٥٪ من كتلة الجو. بجانب تضمينها بخار الماء بأكمله، والعوالق الصلبة.
- ٢ - تحدث فيها جميع الاضطرابات الجوية حيث تتشكل فيها السحب والعواصف والأعاصير.
- ٣ - تتناقص فيها درجة الحرارة بالارتفاع بمعدل ٦° لكل ١٠٠٠ متر للهواء الرطب و ١٠° م لكل ١٠٠٠ متر للهواء الجاف؛ وكذلك تتناقص كثافة الهواء، وانخفاض الضغط الجوي. غير أن سرعة الرياح تتزايد مع الارتفاع.
- ٤ - وجود حركات هوائية صاعدة.
- ٥ - تعد الطبقة الأكثر صلة بحياتنا؛ فمن أوكسجينها نتنفس، ومن سحبها يسقط المطر الذي منه نشرب وبه نزرع.





ويتميز الجزء الأقرب إلى سطح الأرض من هذه الطبقة المحصور بين السطح وارتفاع كيلومتراً واحداً بخصائص مناخية مستمدة من التفاعل المباشر بينه وبين سطح الأرض. ويعرف هذا الجزء باسم الطبقة الحدية أو طبقة الاحتكاك.

وبشكل سقّب التروبوسفير طبقة انتقالية تعرف بطبقة التروبوز تقود إلى طبقة الستراتوسفير. وهي تمثل طبقة انقلاب حراري، يتحول من على الحرارة الرزسي فيها من التناقص في نصفها الأدنى إلى التزايد في نصفها الأعلى. ويتحدد سمكها بمعدل التغير الحراري الرأسي (السلبى أو الإيجابى) الذى لا يزيد عن ٢° لكل ١٠٠٠ متر ارتفاع. ويتصف هذه الطبقة بعدم استمراريتها، بل تبدو مجزأة على مستويات ارتفاع متباينة. ولهذا التجزؤ فيها تأثيراً على بعض الأحداث الجوية التى تحدث على سطح الأرض.

ويمكن أن تقسم طبقة التروبوسفير داخلياً إلى ثلاث طبقات مميزة هي :

#### (أ) الطبقة السطحية

وتمتد إلى حوالى مائة وخمسين متراً فوق سطح الأرض حيث يتحرك الهواء حركة غير انسيابية نظراً لخشونة سطح الأرض ووجود المباني والنباتات مما يسبب تجانساً في صفات الهواء الموجود في هذه الطبقة، ويتبع هذا أن تتغير العناصر الجوية تغيراً متدناً مما يجعل الفيض الحرارى، وسرعة البخار ثانيين مع الارتفاع وتكون سرعة الرياح متناسبة طردياً مع لوغاريتم الارتفاع ويمكن التعبير عنها بالعلاقة الرياضية الآتى :

$$س٣ - س١ = (س٢ - س١) \left( \frac{\frac{٢٤}{١٤}}{\frac{٢٤}{١٤}} \right) \text{ لو } \left( \frac{٢٤}{١٤} \right)$$

حيث : س١ ، س٢ هما سرعتى الرياح عند ارتفاعين معلومين هما ع١ ، ع٢ أما س٣ فهي قيمة سرعة الرياح المطلوب حسابها عند الارتفاع المعلوم ع٣.

#### (ب) الطبقة الفاصلة

وهي تحوى بداخلها الطبقة السطحية ويصل ارتفاعها إلى حوالى كيلومتر ونصف كيلومتر. وتتماز هذه الطبقة بأن الفيض الحرارى ينتهى عند حافتها العليا كما أن نسبة التجانس فيها تكون أقل من الطبقة السفلى وينتهى عند الحافة العليا لهذه الطبقة كل تأثير لخشونة سطح الأرض وما ينشأ عنه من عدم انتظام من انسيابية الهواء، كما أن الهواء الذى يعلوها يعد هواء حراً تتحرك كتلته دون أن تؤثر عليها قوى الاحتكاك.

#### (ج) الطبقة الحرة

وهي الطبقة التى تلى ارتفاع كيلومتر ونصف كيلومتر تقريباً ويحدها من أعلى سطح التروبوتوز، وتحتفظ هذه الطبقة بكل مميزات التروبوسفير حيث تشكل الجزء الأكبر منها.

#### طبقة الاستراتوسفير

الطبقة الرئيسية الثانية فى الغلاف الحوى هي طبقة الاستراتوسفير التى تمتد إلى أعلى

التروبوز إلى حوالي ٥٠ كيلومتراً فوق مستوى سطح البحر. وتحتوي طبقة الاستراتوسفير على جزء كبير من غاز الأوزون (يصل إلى أقصى درجة من الكثافة عند حوالي ٢٢ كيلومتراً) ودرجة الحرارة العظمى ترتبط بامتصاص الأشعة فوق البنفسجية من الإشعاع الشمسي بواسطة الأوزون الذي يحدث أعظم انتشاراً في المستويات العليا حيث أن درجة الحرارة ربما تزيد عن الصفر المئوي. وكثافة الهواء تكون قليلة جداً هنا ولذا فإن الامتصاص المحدود يتسبب زيادة كبيرة في درجة الحرارة. وتحتوي هذه الطبقة على أكثر من ٩٥٪ من غاز الأوزون الجوي الذي تبلغ كثافته القصوى بين ارتفاع ٢٠ - ٣٥ كيلومتراً عن سطح البحر.

وتزداد درجة الحرارة بصفة عامة مع الارتفاع في الصيف ومع وجود الهواء البارد عند طبقة التروبوز، أما في الشتاء فإن التركيب يكون أكثر تعقيداً مع درجة حرارة منخفضة جداً، حيث تصل إلى معدل ٨٠°م، في طبقة التروبوز التي هي مرتفعة في هذا الفصل ودرجة حرارة منخفضة مشابهة وجدت في وسط الاستراتوسفير في العروض العليا فيما بين ٥٠° - ٦٠° شمالاً، والتغيرات الفصلية الظاهرة لدرجة الحرارة تؤثر في الاستراتوسفير. كما أن الليالي القطبية الباردة في شتاء الاستراتوسفير تحدث عمليات تذبذب مفاجئة مرتبطة بالاستقرار الذي ينشأ من تغيرات الدورة الهوائية في أواخر الشتاء أو في بداية الربيع عندما تكون درجة الحرارة عند ارتفاع ٢٥ كيلومتراً حيث تتغير من - ٨٠°م إلى ٤٠°م خلال يومين. ويعزى التزايد الحراري في هذه الطبقة إلى امتصاص غاز الأوزون للجزء الأعظم من الأشعة فوق البنفسجية القادمة من الشمس. وتتميز هذه الطبقة بأهميتها لحياة الإنسان على سطح الأرض بسبب كونها درعاً واقياً يحمي أحياء سطح الأرض من مخاطر الأشعة فوق البنفسجية التي يمتص معظمها غاز الأوزون الاستراتوسفيري.

وتحتوي هذه الطبقة على أكثر من ٢٤٪ من كتلة الجو. وكثافة الهواء عند قاعدتها أقل بنحو ٦٠ مرة مما هي عند سطح الأرض، وعند قممتها أقل بنحو ٣٠٠ مرة. أما ضغط الهواء فيها فينخفض بالارتفاع.

ويمكن تقسيم طبقة الاستراتوسفير إلى طبقتين فرعيتين هما: طبقة الاستراتوسفير السفلى وطبقة الاستراتوسفير العليا. ففي الطبقة الأولى تزداد خلال معظمها درجة الحرارة مع الارتفاع بمعدل متوسط ٥ درجات مئوية لكل كيلومتر وذلك بسبب تكون غاز الأوزون على تلك الارتفاعات والتي يطلق عليها اسم الأوزونوسفير. ومن صفات غاز الأوزون أنه يمتص الأشعة فوق البنفسجية التي ترسلها أشعة الشمس حيث تتحول إلى حرارة ترفع من درجة حرارة تلك الطبقات حتى تصل إلى أقصى قيمة لها عند ارتفاع ٤٥ كيلومتراً ثم تنخفض درجة الحرارة بعد ذلك خلال طبقة الاستراتوسفير العليا.

ويعرف سقف الستراتوسفير باسم الستراتوبوز، وهو طبقة انتقالية (طبقة انعكاس حراري) يصل سمكها إلى حوالي كيلو مترين، ويتجمع فيها نسبة لا بأس بها من غاز الأوزون.

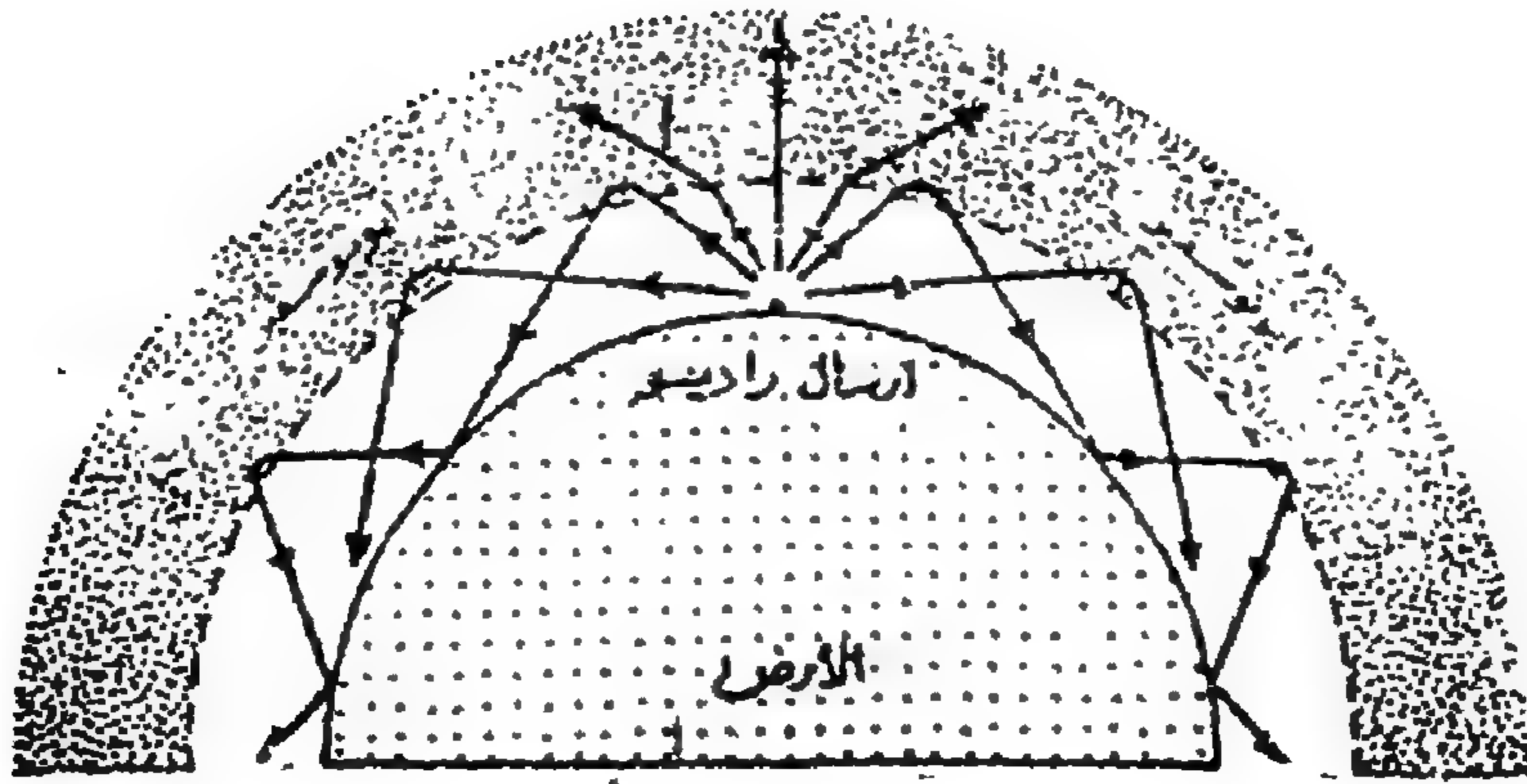


### طبقة الميزوسفير

توجد طبقة الميزوسفير فوق الاستراتوبوز ويتراوح ارتفاعها من ٥٠ كيلومتراً إلى ٨٥ كيلومتراً فوق سطح البحر حيث ينخفض معدل درجة الحرارة إلى الدرجة الدنيا حوالي - ٩٠° م . وفي الطبقة تبدأ درجة الحرارة في الزيادة مع الارتفاع . وفي هذه الطبقة تلاحظ السحب الليلية المضئية في العروض العليا في الصيف . وظهورها في الوقت الحاضر يرجع إلى جزئيات الغبار المتيورولوجية التي تعمل على أنها نواة لبلورات الثلج عندما تحمل آثار بخار الماء إلى أعلى بواسطة الحمل الحراري للمستويات العليا ، الذي يرجع سببه إلى الانخفاض الرأسي لدرجة الحرارة في الميزوسفير . وينخفض الضغط الجوي منخفض جداً في طبقة الميزوسفير . ويمثل السطح العلوي لهذه الطبقة طبقة انتقالية تعرف باسم الميزوبوز .

### طبقة الأيونوسفير

وتمتد هذه الطبقة من ارتفاع ٨٥ كيلومتراً إلى حوالي ١٢٠ كيلومتراً فوق سطح البحر نتيجة للامتصاص الشديد للأشعة فوق البنفسجية وأشعة إكس في هذه الطبقة ، وتتميز بوجود أيونات والكثرات حرة بكميات كافية وذلك لحدوث تأين لواحد أو أكثر من الغازات المكونة للغلاف الجوي ، وعلى ذلك نحدثها تعكس موجات الراديو المنعكسة من أسفل إلى أعلى فترتد ثانية لسطح الأرض . (شكل : ٢ - ٢) ويطلق على الطبقة المسمى باسم الأيونوسفير حيث يقوم الأوكسجين بأغلب عمليات الإمتصاص وعمل التوازن الحراري .



شكل (٢ - ٢) انعكاس أمواج الراديو بواسطة الطبقة المتأينة

وتمتد طبقة الأيونوسفير خلال الارتفاعات الشاهقة التي يظهر فيها الوهج (الشفق) القطبي . وجدير بالذكر أن فوق ١٢٠ كيلومتراً لا ينتشر الصوت العادي نظراً لأن المسافات بين مكونات الهواء تصبح مساوية لأطوال موجات الصوت وحسب أكبر منها .



ويمكن تقسيم هذه الطبقة إلى ثلاث طبقات لكل منها خصائصه المميزة ويتغير سمكها بتغير الليل والنهار ويتغير الفصول والنشاط في الشمس (البقع والانفجارات الشمسية).

### طبقة الثروموسفير (الطبقة الحرارية)

بعد غزو الفضاء وضحت أرصاد الأقمار الاصطناعية أن درجة حرارة الطبقة الممتدة على ارتفاع ١٢٠ كيلومتراً حتى ٧٠٠ كيلومتراً فوق سطح البحر تزداد بالارتفاع بسبب امتصاص المكونات الجوية في هذه الطبقة للأشعة فوق البنفسجية ذات الطاقة العالية. وقد تنفذ الجسيمات عالية الطاقة في المجال المغناطيسي للأرض وتتفاعل مع أعلى الغلاف الجوي مولدة حرارة إضافية.

تنخفض الكثافة الجوية فوق الميزوبوز وطبقة الأيونوسفير انخفاضاً كبيراً، كما تؤثر خفة الغلاف الجوي على المركبات الفضائية فوق ٢٥٠ كيلومتراً. والقسم السفلي من الطبقة الحرارية يتألف أساساً من النيتروجين وجزئيات الأكسجين إلا أنه فوق ٢٠٠ كيلومتر فإن ذرات الأكسجين تسود على النيتروجين.

وإزداد درجات الحرارة بالارتفاع ترجع أساساً إلى امتصاص الأشعة فوق البنفسجية بواسطة ذرات الأكسجين. والجزء العلوي من الثروموسفير والطبقة الخارجية التالية (الأكسوسفير) يتميز بالاختلافات الكبيرة لليومية والفصلية. بحيث ترتفع درجة الحرارة فيهما أثناء النهار وأيضاً خلال أقصى فترات البقع الشمسية وأيضاً التغير يمثل فقط في السرعات المختلفة لجزئيات الهواء الخفيفة. وتدخل الأشعة فوق البنفسجية من الشمس والأشعة الكونية الغلاف الجوي فوق ١٠٠ كيلومتراً عند سرعة مرتفعة مما تسبب في حدوث عملية Ionization التحول إلى أيونات أو شحن كهربائي، عن طريق فصل الشحنات السالبة من ذرات الأكسجين وجزئيات النيتروجين. وكما أن الشفق القطبي الشمالي Aurora Boreales والشفق القطبي الجنوبي Aurora Australis ينتج أساساً عن طريق تغلغل جزئيات الأيونات خلال الغلاف الغازي على ارتفاع حوالى ٣٠ - ٨٠ كم، وبصفة خاصة في نطاق حوالى ٢٠ - ٢٥ درجة عرضية من قطب الأرض المغناطيسي. ومع ذلك، نادراً ما تظهر الأورورا أو الشفق على ارتفاعات أكثر من ١٠٠٠ كيلومتراً. مما يظهر بوضوح الامتداد الهائل للارتفاع العالي جداً للغلاف الجوي.

### طبقة الأكسوسفير

يتراوح ارتفاع هذه الطبقة من حوالى ٧٠٠ كيلومتراً إلى ٣٥٠٠ كيلومتراً فوق سطح البحر، وهي قليلة الكثافة لذلك فإن الجزئيات في هذه الطبقة تكون لها حرية في الحركة تسمح بهروبها من الغلاف الجوي للأرض إذا كانت سرعتها الحرارية أكبر من السرعة الحرجة اللازمة للتغلب على جاذبية الأرض. ومن الطبيعي أن تتركز جزئيات الغازات الخفيفة مثل الهيدروجين والهيليوم في طبقات الجو العليا وبسرعات عالية.

## طبقة الماجنتوسفير

يمتد المجال المغناطيسي للأرض الذي يشكل غلافاً حولها إلى مسافة ٥٠٠٠٠ كيلومتر وقد اكتشفه عالم الفضاء الأمريكي فان ألن بعد غزو الفضاء عام ١٩٦٥. ويقوم هذا الغلاف المغناطيسي إما بصد الحمسيات المشحونة القادمة من الفضاء الخارجي أو اصطياها واقتيادها ناحية قطبي الأرض المغناطيسي.

## الغلاف الخارجي والغلاف المغناطيسي

وهو فـسـدة الغلاف الجوى الخارجى بين حوالى ٥٠٠ - ٧٥٠ كيلومتراً. وهنا يوجد الأكسجين الذرى . . . . . وأيونات الأكسجين وذرات الهيدروجين والهليوم (حوالى ١٪ من الأيونات) بحيث تشكل جميعها الغلاف الجوى غير الكثيف، وقوانين الغاز هنا يتوقف صحتها ومفعولها. وجزيئات الغاز بصفة خاصة الهليوم الذى يحتوى على وزن الذرات المنخفضة يمكن أن تنتشر فى الفضاء إذا وجدت الفرصة لتصادم الجزيئات لانحرافها إلى الاتجاه الأسفل بحيث تصبح أقل من زيادة الارتفاع وربما تنتج امتداد متوازن للهليوم بفعل نشاط الأشعة الكونية على الشيتروجين ومن التدرج المعتدل لانكسار عناصر الفاعلية الإشعاعية Radioactive فى قشرة الأرض. فالجزيئات وذرات الأيونات تزداد بالتكرار خلال الغلاف الخارجى فيما وراء حوالى ٢٠٠ كيلومتراً، ويوجد فقط فى الغلاف المغناطيسى اليكترونات (شحنات سالبة) وبرتونات (شحنات موجبة) ومجال الأرض المغناطيسى يصبح ذو أهمية كبيرة بالمقارنة بالجاذبية فى توزيعاتها. والجزيئات المشحونة يتركز فى نطاقين عند حوالى ٣٠٠٠ كيلومتراً، ١٦٠٠٠ كيلومتراً فوق السطح وتعرف باسم أحزمة فان ألن الإشعاعية "Van Allen Radiation Belts". بحيث تظهر كنتيجة لغطاء الأرض بواسطة المجال المغناطيسى وذرات الطاقة المرتفعة تنبعث بواسطة الشمس فى تيار يعرف باسم «الرياح الشمسية». والغلاف المغناطيسى يمتلك ذنب ممتد فى جانب الأرض بعيداً عن الشمس، ولكنه فى الجانب الآخر اتجاه الشمس يكون مضغوطاً بواسطة الرياح الشمسية بحيث يصل إلى حوالى ١٠ مرات نصف قطر الأرض تقريباً (٥٧٠٠٠ كيلومتراً).

وقد تم القيام بدراسة تفصيلية لهذه الأقاليم بسهولة منذ عام ١٩٥٨ بواسطة الأقمار الاصطناعية. ولكن دراسة هذه الأشياء الخارجية الثانوية تقع فى ميدان «الهيدروديناميكية المغناطيسية» "Magnetohydrodynamics" ومع اضطراب هذه الأقاليم العليا بواسطة تيارات جزيئات الهيدروجين المشحونة من الشمس «الهواء الشمسى» يمكن أن يبرهن على الأهمية المتيورولوجية فى المستويات الدنيا. وعند ارتفاع ٨٠٠٠ كيلومتراً، ربما يندمج الغلاف الجوى الأرضى مع الشمس، ولكن التعريفات الخاصة بالغلاف الجوى، أى الرياح والحرارة غير مؤكدة فى هذه الأقاليم.

## نشأة الغلاف الجوى وتطوره

لقد مر الغلاف الجوى الأرضى بمراحل تطورية إلى أن بلغ وضعه الحالى منذ نحو



٥٠٠٠ مليون سنة مضت - أى منذ أن نشأت الأرض - . ويمكن تصنيف تلك المراحل فى ثلاثة:

١ - مرحلة الغازات الأولية ؛ الممثلة بالهيدروجين ، وغاز الأمونيا أو النشادر والميثان وبخار الماء التى يعود تواجدها إلى بداية تشكل الكوكب بهيئة كرة صلبة .

٢ - مرحلة غاز الضخم ؛ وهى المرحلة التى شهدت فيها الأرض اندفاعات بركانية نشيطة وعديدة أسهمت بتزويد الجو بكميات كبيرة من غاز ثانى أكسيد الكربون ، ومركبات أخرى (كبريتية ... وغيرها) ، وبخار الماء . وتعود إلى فترة ما قبل الكامبرى .

٣ - مرحلة الأوكسجين ؛ وهى المرحلة التى توافقت مع ظهور الحياة على سطح كوكب الأرض ، حيث بدأت عملية التمثيل الضوئى تأخذ دورها فى إمداد الجو بالأوكسجين ؛ إذ أخذت النباتات بامتصاص ثانى أكسيد الكربون وتمثيله بداخلها ، ونطلق عوضاً عنه غاز الأوكسجين إلى الجو .

وقد أسهمت الأشعة فوق البنفسجية التى كانت نسبتها أكبر مما هى عليه الآن فى تفكيك المركبات الكيميائية وتحويلها إلى عناصر غازية أساسية فى الجو انتظمت فيه تبعاً لثقلها ؛ فبخار الماء تفكك إلى أوكسجين وهيدروجين ، كما تفكك النشادر إلى هيدروجين ونتروجين (أزوت) ، وكذلك غاز الميثان الذى تفكك متحولاً إلى ذرة كربون وأربع ذرات هيدروجين . ونتيجة لحفة وزن الهيدروجين فقد انتشر بعيداً فى الغلاف الجوى ، بينما تركزت الغازات الأثقل (النتروجين ، والأوكسجين) بالقرب من سطح الأرض .

يمكن القول إن الجو استقر نوعاً ما بصورته الحالية منذ عصر الكامبرى من الزمن الحيونوى الأول ، أى منذ نحو ٥٠٠ مليون سنة مضت . وقد أسهمت مابين الماء واليابس والهواء الأحياء النباتية والحيوانية على تحقيق التوازن مابين مكونات الغلاف الحوى ، وإعادة تجددتها . فعلى سبيل المثال تعمل تجوية الصخور واحتراق الوقود وتحلل النباتات وتنفس الحيوانات على استهلاك الأوكسجين ، إطلاق ثانى أكسيد الكربون . بينما يدخل النتروجين ضمن دورة معقدة من خلال النشاط البكتيرى فى التربة ، أُنسجة الحيوانات والعمليات الحيوية فى التحلل التى تعيده إلى الهواء . وهكذا ، فإن النباتات والحيوانات والبكتريات والتفاعلات الكيميائية فى التربة والماء ، تساهم جميعها فى المحافظة على توازن معقد بين اليابس والماء والأحياء والهواء .

وإذا كانت التغيرات التى انتابت المكونات الرئيسة للغلاف الجوى (النتروجين والأوكسجين) منذ العصر الكامبرى لم تذكر ، بدائل استمرارية الحياة ونشاطها وتطورها إ منذ تلك الفترة وحتى الآن . غير أن المكونات الثانوية وهى ثانى أكسيد الكربون ، وبخار الماء ، والأوزون قد شهدت تذبذبات ملحوظة فى نسبتها ، يستدل عليها من التغيرات الكبرى التى أصابت المناخ الأرضى التى انتهت بعد فترة بإعادة الطبيعة لتوازن المكونات الجوية . ولم يبدأ الحل فى التوازن الطبيعى إلا منذ بداية الثورة الصناعية فى أوربا (أى منذ نحو ٢٠٠ سنة مضت) الذى ازداد تعاطفه فى النصف الثانى من القرن العشرين ، ومردده يعود إلى التزايد المتعظم فى كمية المواد الكيميائية والعوالق الصلبة التى تنطلق إلى الجو بفعل استهلاك الإنسان المتزايد باضطراد لمواد الرق



الحفري (الفحم والبترول والغاز) في المجالات المختلفة (الصناعية والمنزلية والحياتية الأخرى)، ونتيجة لقيام الإنسان باجتثاث مساحات كبيرة من الغطاء النباتي الغابي في العالم، بجانب الحرائق الضخمة التي يتعرض لها الغطاء النباتي، وتلك التي تندلع في أثناء الحروب، وهذا ما ترتب عليه عجز الدورات الطبيعية لبعض مكونات الغلاف الجوي من إمكانية تحقيق التوازن، مما نجم عن ذلك تزايد مضطرد في نسب بعض المكونات الجوية، كما في : ثاني أكسيد الكربون وأكاسيد الكبريت وأكاسيد الآزوت والفحوم الهيدروجينية (الهيدروكربونات)، والمكونات الكلوروفلوروكربونية، والجسيمات الصلبة. فبينما كانت نسبة ثاني أكسيد الكربون في الجو بحدود ٢٧٥ جزء في المليون عام ١٨٥٠م، إذ بها ترتفع إلى نحو ٣٥٤ جزء في المليون عام ١٩٩٠م، ومن المتوقع أن تصل إلى ٦٠٠ جزء في المليون عام ٢٠٥٠م. كما تزايدت نسبة غاز الميثان في الفترة نفسها من نحو ٨٠٠ جزء في المليون إلى نحو ١٧٠٠ جزء / بليون. وكذلك تضاعفت نسب أكاسيد النيتروجين والكبريت. وفي خلال الثلاثين سنة الماضية تضاعفت نسبة مكونات الكلوروفلوروكربون أكثر من ثمانى مرات.

وللتغير في نسب المكونات الجوية تأثيرات كبيرة على المناخ . فالمكونات الغازية تؤثر تأثيراً مباشراً على درجة الحرارة، لكونها تقوم بدور يشبه الدور الذي يقوم به الزجاج في البيوت الزجاجية من السماح للأشعة الشمسية قصيرة الموجة من عبوره بحرية إلى سطح الأرض، وعدم سماحه للأشعة الأرضية من الانطلاق خارجه وهو ما يعرف بالاحتباس الحرارى، ومحصلة ذلك ارتفاع في درجة حرارة سطح الأرض. بينما يؤدي تزايد العوالق الصلبة إلى إنقاص نسبة الأشعة الشمسية الواصلة إلى سطح الأرض لدوره في ازدياد نسبة المعكوس منها نحو الفضاء، مما يقود ذلك إلى برودة سطح الأرض، أو التخفيف من دور العناصر الدفيلة الجوية في التسخين. وسواء كان الاتجاه العام للمناخ نحو ارتفاع درجة الحرارة أو نحو انخفاضها، فإن ذلك سينعكس حتماً على توزيع نظم الضغط الجوى الرئيسية في العالم، وسيؤثر على كمية التساقط. والمحصلة النهائية حدوث ترحزح في النطاقات المناخية إما باتجاه القطبين في حال حدوث زيادة درجة الحرارة، أو باتجاه الاستواء في حال حدوث انخفاض درجة الحرارة.

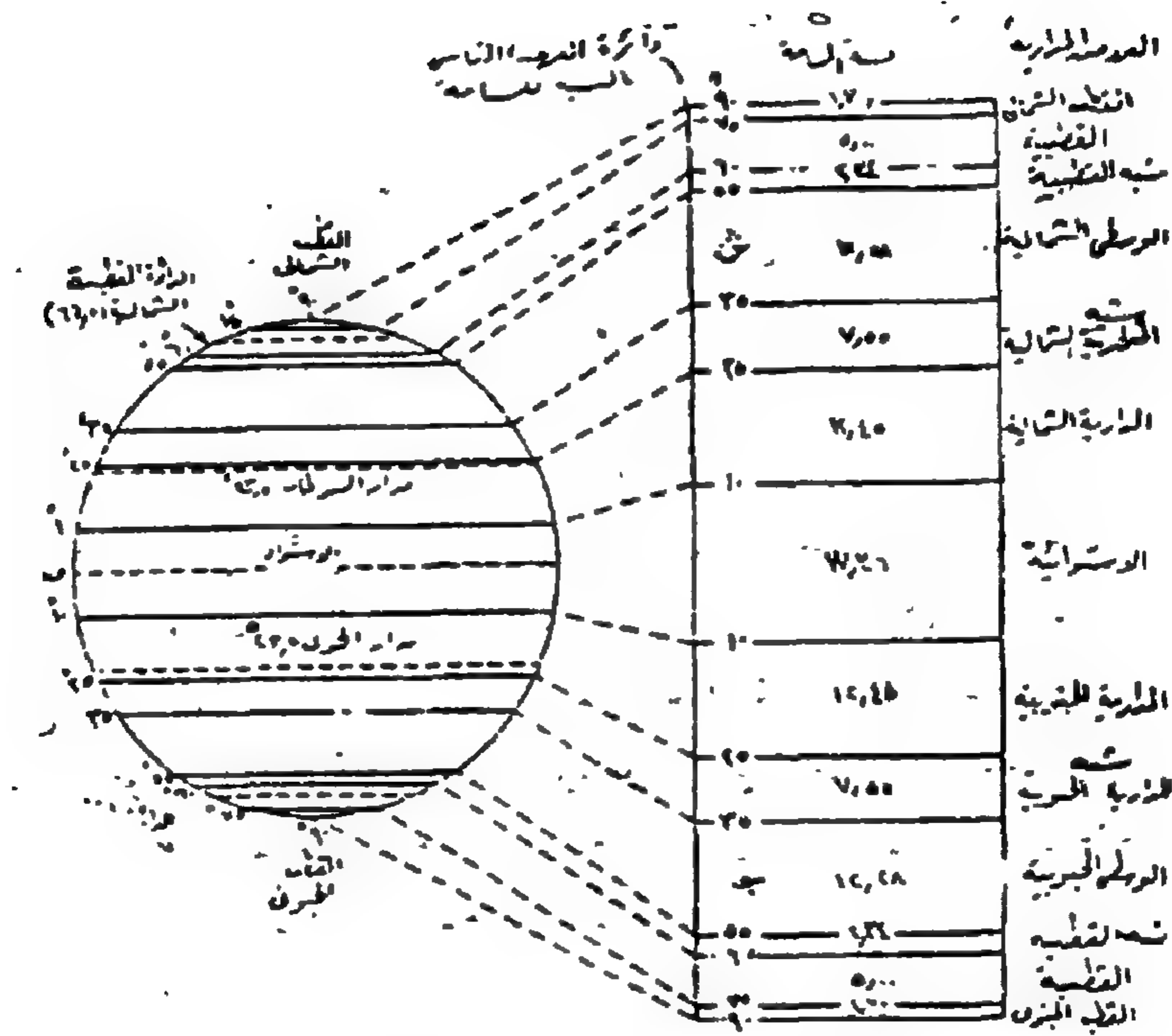
### العوامل المؤثرة في المناخ

هناك مجموعة من العوامل تؤثر في مناخ الأرض أهمها دائرة العرض وتوزيع اليابس والماء وتوزيع مناطق الضغط الجوى والكتل الهوائية والعواصف والتضاريس والحوجز الجبلية والتيارات البحرية. ونظراً لأن نطاقات الضغط الجوى والكتل الهوائية والعواصف سوف تدرس بشيء من التفصيل ضمن دراسة فضول الكتاب فإننا سوف نلخص هنا أثر العوامل الباقية على المناخ.

### أولاً: دائرة العرض Latitude،

تعد دراسة هذا العامل من الأهمية بمكان. إذ أن درجة العرض تحدد طول النهار بالنسبة

للليل على مدار السنة، وهذا يتوقف عليه مقدار ما تكتسبه الأرض من حرارة الشمس المصدر الرئيسي للطاقة، فعلى الرغم من حرارة الأرض لها بعض الأثر في حرارة الغلاف الجوى الذى يحيط بكوكب الأرض إلا أنه أثر طفيف. وتصل أشعة الشمس إلى الأرض عمودية عند خط الاستواء ومائلة بعيداً عنه ويزداد ميلها كلما بعدنا عن خط الاستواء شمالاً وجنوباً (شكل رقم: ٢-٤). ونظراً لأن أشعة الشمس العمودية أقوى أثراً من الأشعة المائلة (لأن الأشعة العمودية تنتشر على مساحة من الأرض أقل من المساحة التى تنتشر فوقها الأشعة المائلة)، كما أنها تخترق طبقات هوائية أقل سمكاً فإن المنطقة الاستوائية تتلقى بطبيعة الحال كمية من الأشعة الشمسية أكبر من أى منطقة أخرى فى العالم.



(شكل رقم: ٢-٤) العروض الدائرية المختلفة لكوكب الأرض

هذا التوزيع بالطبع يعد توزيعاً نظرياً لأنه لا يأخذ فى الحسبان العوامل الأخرى التى تتدخل فى تلطيف الحرارة أو رفعها. فالمناطق الاستوائية أقل حرارة من المناطق المدارية وقت تعامد الشمس، فالمناطق الأولى تمتاز بغزارة أمطارها والسحب الكثيفة والابخرة مما ترتب عليه وجود غطاء نباتى كثيف، كما أن طول النهار بها أقصر من المنطقة الثانية، كل ذلك يقلل من تأثير الإشعاع الشمسى فى المنطقة الاستوائية.

ومن المعروف أنه كلما بعدنا من خط الاستواء كلما زاد الفرق بين طول النهار والليل، فعلى الصيف الشمالى يطول النهار فى مناطق العروض العليا التى تصلها أشعة الشمس شديدة الميل -

فإن طول النهار يعوض النقص في الإشعاع الذي يصل الأرض نتيجة لذلك الميل. بل أن شمال دائرة القطبية الشمالية (٦٦,٥ درجة شمالاً) لا تغيب الشمس عنه طوال الانقلاب الصيفي وتختفي تماماً طوال الانقلاب الشتوي. والجدول التالي يبين أقصى طول ممكن للإشعاع الشمسي (الممثل بطول النهار).



(تكن رقعة (٢-٥) ظاهرة الليل والنهار، وتعتمد أمر ميل أشعة الشمس على دوائر العرض (كل مستطيل يمثل ٢٤ ساعة، اللون الأسود يدل على الليل واللون الأبيض يمثل النهار، والخطوط داخل كل مستطيل تدل على تعامد أمر ميل أشعة الشمس على دوائر العرض خلال اليوم).

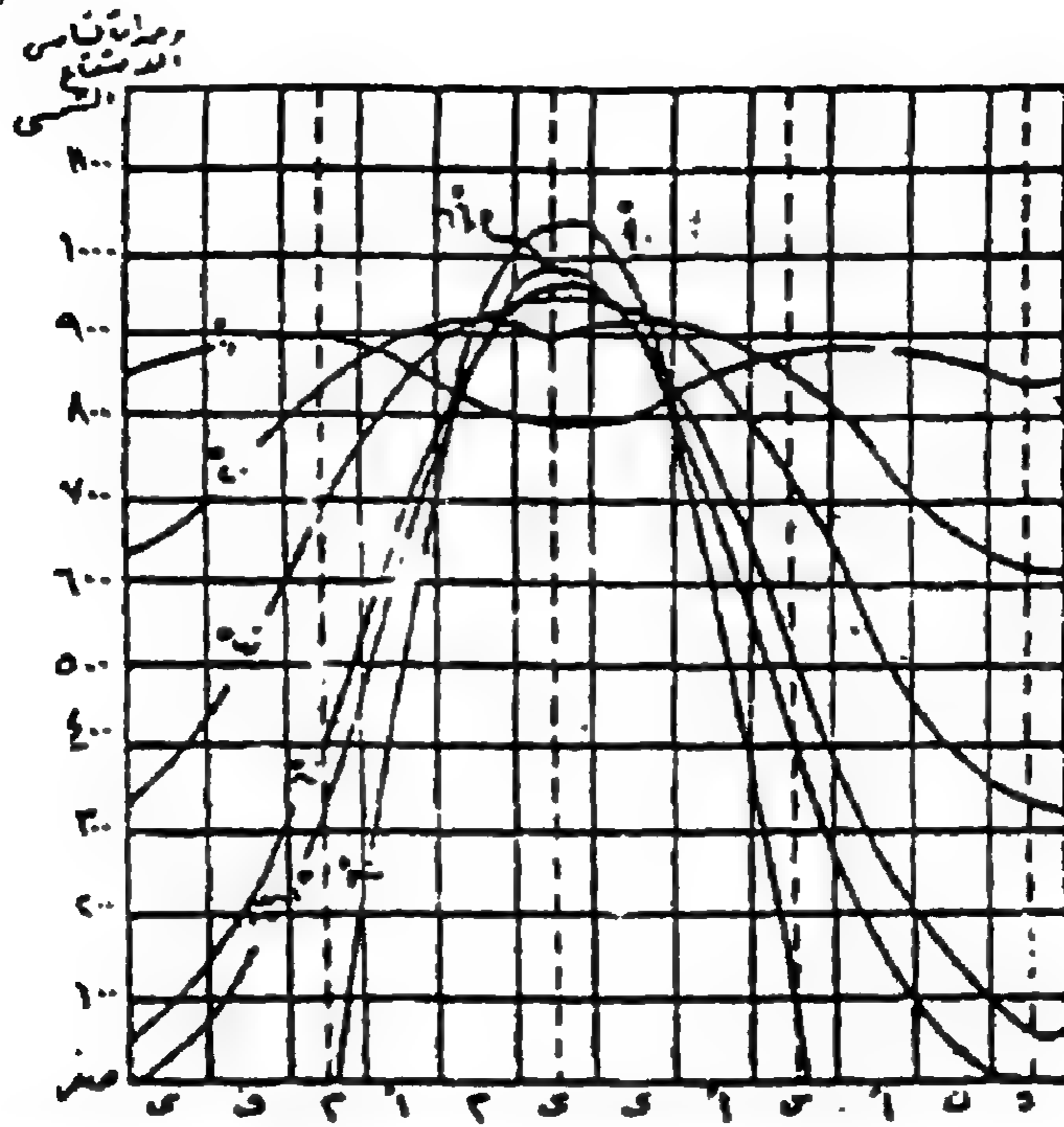
ويتضح منه أنه توزيع الإشعاع الشمسي في العالم يرتبط ارتباطاً وثيقاً بدائرة العرض.

خط عرض	صفر	١٧°	٤١°	٤٩°	٦٣°	٦٦,٥°	٦٧,٥°	٩٠°
طول النهار	١٢ ساعة	١٣ ساعة	١٥ ساعة	١٩ ساعة	٢٠ ساعة	٢٤ ساعة	٢٤ ساعة	٢٤ ساعة
شهر	شهر	شهر	شهر	شهر	شهر	شهر	شهر	شهر

ولدائرة العرض أهمية أخرى تتمثل في تأثيرها في توزيع مقدار ما يتمتع به سطح الأرض من حرارة بعد عملية الإشعاع الشمسي وعملية الإشعاع الأرضي، وهو ما يطلق عليه بالميزانية الحرارية للأرض Earth's Heat Budget. ويوضح الشكل رقم (٢-٦) الميزانية الحرارية تبعاً لدوائر العرض، ومنه يتضح أنه في المنطقة من خط الاستواء حتى دائرة عرض ٣٥° شمالاً



جنوباً تقريباً يتمثل بها فائض سنوي في الحرارة المكتسبة بفعل الاشعاع الشمسي، في حين أنه دائرة عرض ٣٥° شمالاً وجنوباً حتى القطبين نجد أن هناك عجز سنوي في الحرارة بفعل شعاع الفاقد.

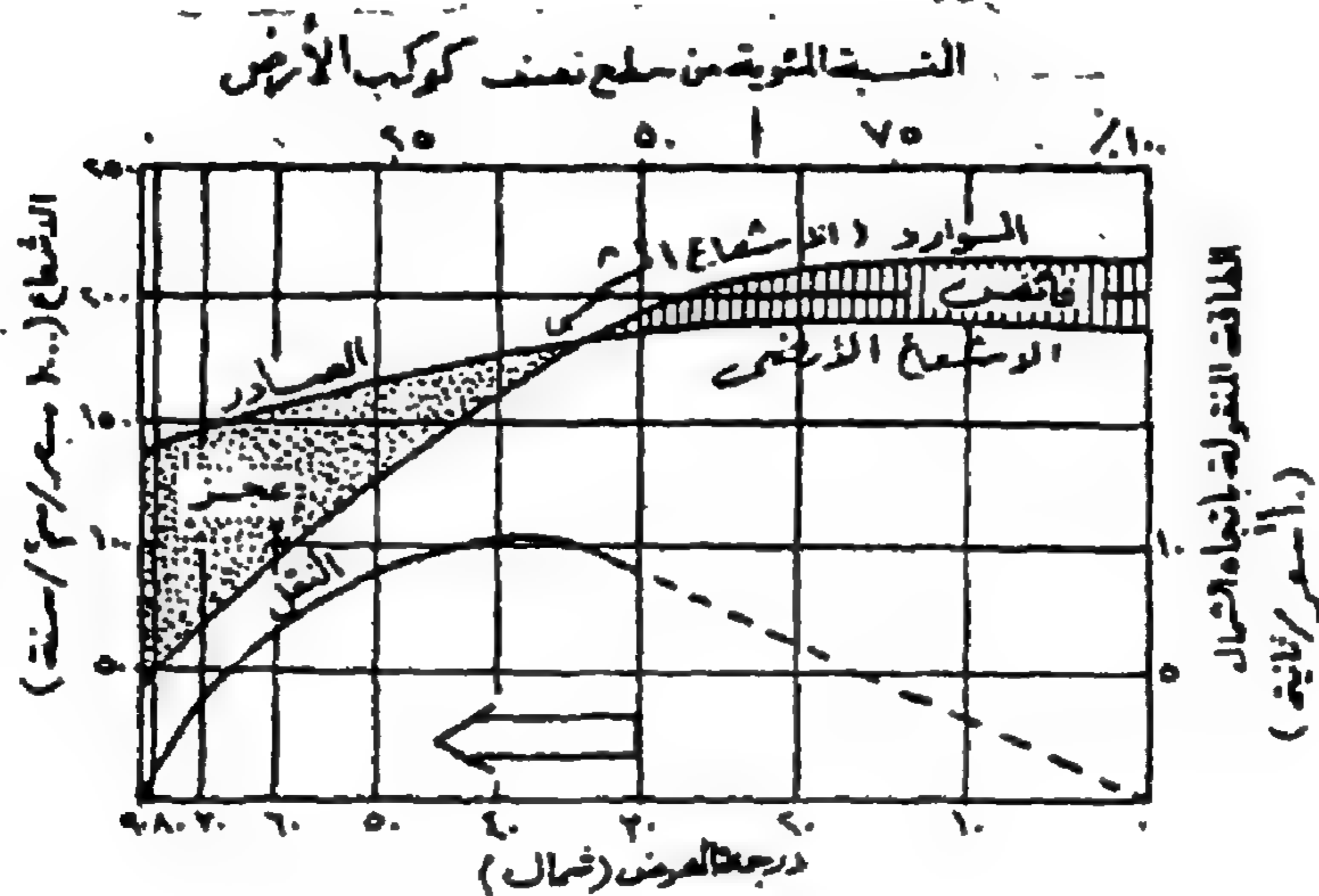


(شكل رقم ٦-٢) الإشعاع الشمسي المكتسب على درجات العرض في نصف الكرة الشمالي خلال شهور السنة

## ثانياً: الارتفاع (التضاريس) (Altitude: (Relief)

يعد الارتفاع عن سطح البحر (أو التضاريس) أحد العوامل الهامة التي تؤثر في عناصر المناخ وبصفة خاصة بالنسبة لدرجة الحرارة أو الضغط الجوي أو التساقط، فالسلاسل الجبلية على سطح الأرض تكون حواجز وحدوداً مناخية بين الأقاليم المناخية المختلفة مع هذا السطح. ومن مظاهر تأثير التضاريس على المناخ أن الارتفاع يقلل من درجة الحرارة، فكما ذكرنا أن درجة الحرارة تنخفض درجة مئوية واحدة لكل ١٥٠ متر (درجة فهرنهايتية لكل ٣٠٠ قدم تقريباً) ويرجع السبب في ذلك إلى خلخلة الهواء وقلة ثاني أكسيد الكربون وبخار الماء التي تعمل على تقليل قدرة دار الهواء على امتصاص الحرارة من الإشعاع الشمسي. وانخفاض درجة الحرارة على الجبال بفعل الارتفاع يفسر أن قمم هذه الجبال في المناطق الاستوائية والمدارية تغطيها الثلوج أو تسودها ظروف مناخية تشبه الظروف المناخية في العروض الشمالية أو القطبية.

والى جانب أثر الارتفاع فى انخفاض درجات الحرارة فإننا نجد أن إتجاه المرتفعات يؤثر فى مناخ المناطق التى تقع فى ظلها أو خلفها. وهذا يفسر لنا كيف أن وسط كندا لا يتأثر كثيراً بالموثات الدفيدة للرياح العكسية الغربية، نظراً لاعتراض جبال الروكى لهبوب هذه الرياح. كذلك نجد أن الجهات المرتفعة عن سطح البحر تتلقى مطراً أوفز من المناطق المنخفضة التى تشبهها فى ظروف التوقع، كما أن سفوح المرتفعات المواجهة للرياح الرطبة أغزر مطراً من السفوح التى تقع فى ظل المطر.



(شكل رقم ٧-٢) الإشعاع الشمسي والإشعاع الأرضي على دوائر العرض (الميزانية الحرارية)

والى جانب أثر المرتفعات فى الحرارة والأمطار فإن لها كذلك أثراً كبيراً فى نظام الضغط الجوى الذى يتناقص بالارتفاع. ويختلف معدل هذا التناقص حسب دوائر العرض، ففي الجهات الحارة يقل الضغط الجوى بسرعة أقل نسبياً من المناطق الباردة.

وبالإضافة إلى ذلك تؤثر المرتفعات فى إتجاه الرياح، فجبال الهيمالايا مثلاً تحمى شبه جزيرة الهند من الرياح الشمالية الباردة، كما تقف عائقاً أما الرياح الموسمية الصيفية من التوغل إلى وسط القارة الآسيوية، وتضطر الرياح إلى الانحراف غرباً لتسير مع الإتجاه العام للجبال التى تعترض طريقها.

### ثالثاً: توزيع اليابس والماء

يعد اليابس والماء وتوزيعهما على سطح كوكب الأرض من أهم العوامل التى تؤثر فى المناخ. فمن المعروف أن من الخصائص الطبيعية للماء اكتسابه وفقدته للحرارة ببطء بعكس اليابس الذى يسخن ويبرد بسرعة. وبالتالي ففي فصل الصيف يسخن الهواء الملاصق لليابس أسرع من الهواء الذى يعلو الماء. ويحدث العكس فى الشتاء إذ نجد أن الهواء الملاصق لليابس يبرد أسرع من الماء الذى يكون الهواء الملاصق له أدفأ نسبياً من اليابس لكل ذلك كانت المسطحات المائية عاملاً مساعداً على اعتدال المناخ فى الجهات التى تجاورها.



ولتوزيع اليابس والماء أثره الكبير في المدى الحراري اليومي والسدوي، ففي الجهات البحرية يكون ذلك المدى صغيراً بينما يزداد كلما توغلنا في داخل اليابس بعيداً عن البحر.

#### رابعاً، التيارات البحرية (المحيطية) Marine (Ocean) Currents

يقصد بالتيارات البحرية أو المحيطية حركة المياه السطحية للبحار والمحيطات في اتجاهات معينة ثابتة. بسبب هبوب الرياح وتحريكها للمياه في نفس اتجاه هبوبها. ويتصف هذه الحركة بأنها بطيئة للغاية إذ يبلغ معدل سرعتها ٤,٦ كيلو متر في الساعة، والتيارات البحرية لها تأثير واضح في مناخ المناطق الساحلية التي تمر بجوارها، نظراً لأن التيارات القادمة من جهات أدفأ إلى جهات أبرد ترفع درجة حرارة المناطق الساحلية التي تمر بها، وبالعكس فإن التيارات القادمة من مناطق باردة إلى مناطق أكثر حرارة فتنقلها إلى هبوط درجات الحرارة بها. وتتمثل التيارات البحرية أصدق تمثيل في المحيطين الأطلسي والهادي وذلك على النحو التالي (شكل رقم: ٨-٢).

#### ١- تيارات المحيط الأطلسي:

تتحرك المياه السطحية في المحيط الأطلسي في المنطقة المدارية على جانبي خط الاستواء تبعاً لاتجاه الرياح في اتجاه عام نحو الغرب، ويعرف بالتيار الاستوائي الشمالي شمال دائرة الاستواء والتيار الاستوائي الجنوبي جنوب دائرة الاستواء ويفصلهما تيار عكسي راجع نحو دائرة الاستواء (يعرف عند الساحل الأفريقي بتيار غانة). ويتجه التيار الاستوائي الشمالي نحو الشمال الغربي ماراً بشرق أمريكا الجنوبية بعد أن ينضم إليه جزء من التيار الاستوائي الجنوبي، بعد ذلك يتحرك التيار نحو جزر الهند الغربية حيث يدخل جزء منه البحر الكاريبي ويتزود بكمية المياه الهائلة التي تنصب في خليج المكسيك بفعل نهر المسيسيبي. ثم يخرج التيار الذي يعرف بتيار فلوريدا الدفء من خليج المكسيك ويلتقي بشعبته الأخرى التي تتجه شرقاً نحو جزر الهند الغربية ويسيران مكونان تياراً واحداً ضخماً يعرف شمال دائرة عرض ٣٥° وشمالاً بتيار الخليج الدفء متجهاً نحو الشمال الشرقي تحت تأثير الرياح العكسية الغربية، ويعرف بتيار الأطلسي الشمالي. حتى إذا ما اقترب من أوروبا تفرع إلى ثلاث شعب: شعبة تتجه نحو الجنوب بحذاء ساحل شمال غربي إفريقيا وتعرف بتيار كناريا البارد (الذي يقع تحت تأثير الرياح التجارية الشمالية الشرقية) ويتصل بالتيار الاستوائي الشمالي مكملاً دورته في العروض الدنيا من المحيط الأطلسي الشمالي. بينما تواصل الشعبتان الأخريتان من تيار الخليج الدفء حركتهما فتصل الثانية إلى شمال غربي أوروبا والثالثة تجاه إسبانيا، وهما ينضمان في النهاية إلى التيارات القطبية الباردة التي تتجه جنوباً تقريباً، وتعرف بتيار شرقي جرينلاند البارد وتيار لبرادور البارد الذي يمر بشمال شرقي أمريكا الشمالية ويلتقي في النهاية بتيار الخليج الدفء قرب جزيرة نيوفوندلاند.

أما جنوب خط الاستواء فإن التيار الاستوائي الجنوبي يتجه معظمه نحو الجنوب الغربي ماراً بالسواحل الشرقية لأمريكا الجنوبية حيث يعرف بتيار البرازيل الدفء. وعند دائرة عرض ٤٠° جنوباً يقع تحت تأثير الرياح العكسية الغربية متجهاً نحو الشرق وينضم إليه تيار فولكلاند البارد الذي يمر بالطرف الجنوبي من الساحل الشرقي للقارة كما ينضم معه أيضاً بعض التيار القطبي الجنوبي ويتجه منها جميعاً جزء نحو الشمال بمحاذاة الساحل الغربي لقارة إفريقيا ويعرف بتيار





تيارات دافئة

تيارات باردة

تيارات باردة بها

اتجاه الرياح

(شكل رقم ٨-٢) التيارات البحرية الدافئة والباردة

بنجويلا البارد الذي ينضم إلى التيار الاستوائي مكملًا دورته بسبب تأثيره بالساحل الإفريقي والرياح التجارية الجنوبية الشرقية.

## ٢- تيارات المحيط الهادي،

يشبه نظام التيارات في المحيط الهادي مثيله في المحيط الأطلسي، فشمال دائرة الاستواء يوجد أيضاً كل من التيار الاستوائي الشمالي والجنوبي وبينهما التيار الاستوائي العكسي. ويتجه التيار الاستوائي الشمالي نحو الغرب ماراً بشرقي جزر الفلبين، ثم يتجه نحو الشمال فالشمال الشرقي ماراً بشرقي الصين واليابان ويعرف بتيار اليابان أو تيار كوروشيو Kuroshio الدافئ الذي يستمر في الاتجاه بتأثير الرياح العكسية نحو الشمال الشرقي تجاه شمال غرب أمريكا الشمالية ويعرف بتيار المحيط الهادي الشمالي الدافئ... وهناك يتفرع إلى قسمين: أحدهما يتجه نحو الجنوب ماراً بالساحل الغربي للولايات المتحدة على هيئة تيار يعرف باسم تيار كاليفورنيا البارد الذي ينضم إلى التيار الاستوائي الشمالي مكوناً دورة في العروض الدنيا من المحيط الهادي الشمالي، والقسم الآخر يدور مع ساحل كندا والسكا ويعرف بتيار السكا الدفء.. ويلاحظ أن هناك تياراً بارداً شرقياً شبه جزيرة كمتشكا يتجه نحو الجنوب الغربي ثم الجنوب وهو يلتقي مع تيار اليابان قرب جزيرة اليابان. كذلك يلاحظ أن هناك شعبة من تيار كيروشيو (تيار اليابان الدفء) تدخل بحر اليابان أيضاً ويعرف بتيار تشوشىما Tsushima الذي يمر غرب السواحل الغربية لليابان، ومن ثم تبدو جزر اليابان مطوقة من الشرق والغرب بتيارات دفيئة.

أما جنوب خط الاستواء نجد أن التيار الاستوائي الجنوبي يتجه كمثيله في المحيط الأطلسي نحو الشرق، ثم ينحني متجهاً نحو الجنوب حيث يعرف باسم تيار شرق أستراليا الدفء وعندما يدخل منطقة هبوب الرياح العكسية الغربية يتجه نحو الشرق، وقرب الطرف الجنوبي الغربي من أمريكا الجنوبية تتجه منه شعباً نحو الشمال بمحاذاة الساحل الغربي للقارة وتعرف بتيار بيرو أو مبولت البارد الذي ينضم في النهاية إلى التيار الاستوائي الجنوبي مكملًا دورة كاملة.

ويلاحظ بصفة خاصة من توزيع التيارات في كل من المحيطين الأطلسي والهادي أنه في العروض الدنيا تمر بالسواحل الشرقية للقارات تيارات دفيئة بينما تمر بسواحلها الغربية في نفس العروض تقريباً تيارات باردة، وعكس ذلك يحدث في العروض العليا في نصف الكرة الشمالي، حيث تمر بالسواحل الشرقية للقارات تيارات باردة بينما تمر بسواحلها الغربية في نفس العروض تقريباً تيارات دفيئة، وتبعاً لذلك تختلف الأحوال المناخية في شرق القارات عن غربها سواء في النصف الشمالي أو الجنوبي من كوكب الأرض بتأثير التيارات التي تمر بها، من تعديلها لدرجة الحرارة وزيادة الأمطار إلى جانب أنها تساعد على تكوين الضباب الذي يتكاثف في مناطق التقاء التيارات الباردة بالتيارات الدفيئة، كما هي الحال عند جزر اليابان (عندما يلتقي تيار كمتشكا البارد مع تيار اليابان الدفء) أو عند جزيرة نيوفونلاند (عندما يلتقي تيار لبرادور بتيار الخليج الدفء).

---

## الفصل الثالث

الطاقة الإشعاعية  
والحرارة في نظام المناخ

---





## الفصل الثالث

### الطاقة الإشعاعية والحرارة

### في نظام المناخ

#### مقدمة:

تنتج كل جوانب نظام المناخ الخاص بكوكب الأرض من درجات حرارة، ورياح، وسحب، وأمطار، من انتقال الطاقة وتحولاتها بين نظام الأرض - الجو. والطاقة التي تحرك المناخ هي محور هذا الفصل الأساسي مع إبراز علاقتها بحرارة الجو.

وتبدأ عملية نظام الأرض - الجو حين تصل الطاقة من الشمس إلى قمة الغلاف الجوي في شكل طاقة إشعاعية أو ما نعرفه بالإشعاع radiation، ثم تنتقل هذه الطاقة لأسفل خلال الغلاف الجوي وأثناء ذلك تتفاعل معه، وينتج من هذا التفاعل أن جزءاً من هذه الطاقة ينعكس عائداً إلى الفضاء ويمتص جزء آخر من هذه الطاقة ويتحول إلى حرارة تستخدم في تسخين الهواء بينما يمر جزء إلى سطح الأرض حيث يمتص هناك، ويستخدم في تدفئة سطح الأرض وتبخير المياه وإذابة الثلوج وكذلك لتدفئة طبقات التربة الواقعة تحت السطح. وتنتقل هذه الطاقة المتحولة إلى الجو حيث تعود في النهاية مرة أخرى إلى الفضاء في شكل إشعاع حراري. وتتشأ التغيرات والاختلافات الزمنية والمكانية في تبادلات الطاقة نتيجة اختلاف كمياتها المشعة من الشمس، وكذلك اختلاف درجات التفاعل بينها وبين كل من الغلاف الجوي وسطح الأرض التي تؤدي إلى وجود المناخ بالشكل الذي نعرفه

#### تدفقات الطاقة:

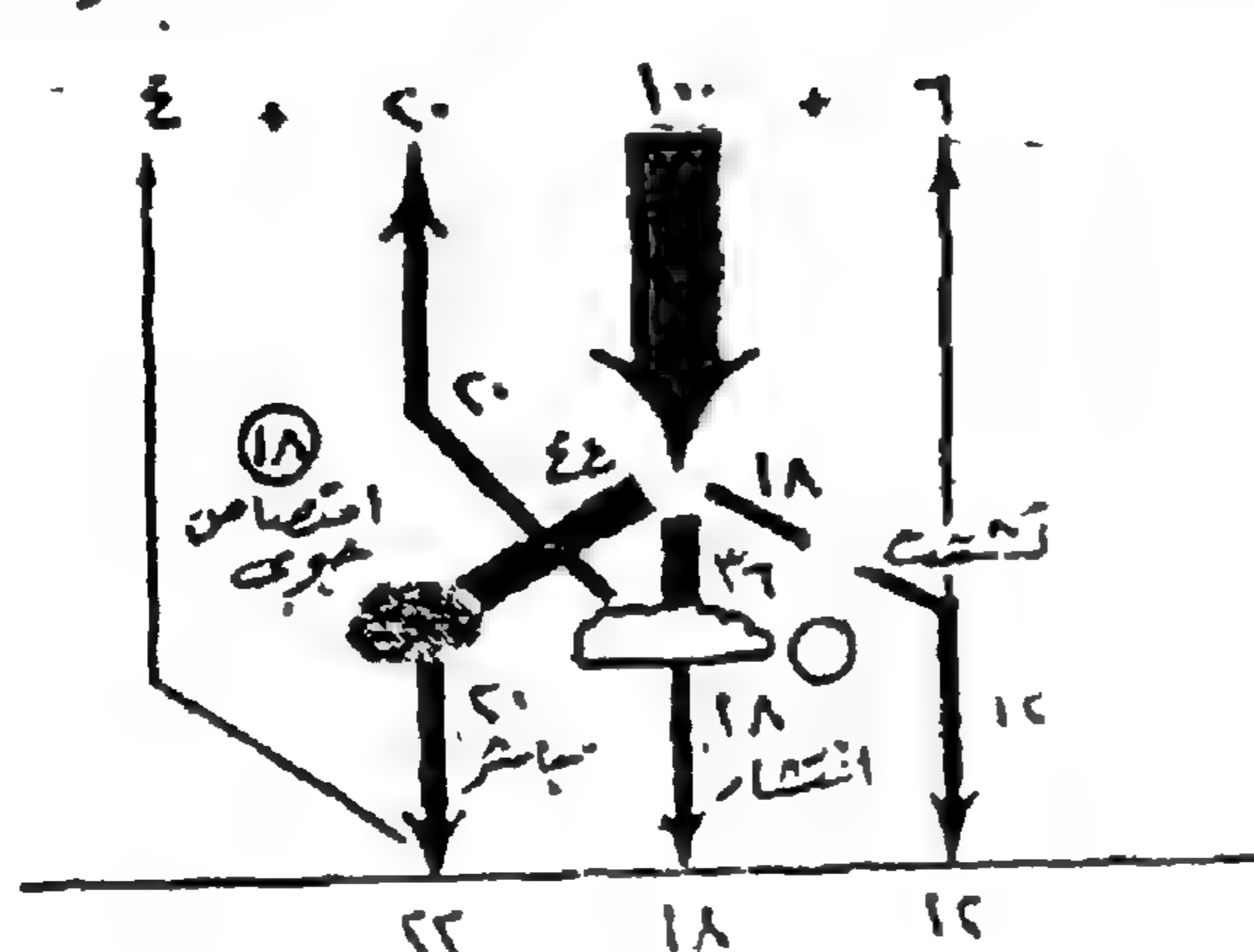
يمكن تلخيص عملية تبادل الطاقة في نظام الأرض - الجو في بيانات رسوم تدفقات الطاقة، (شكل ١-٣). وهذا الرسم يوضح الصور الكثيرة التي يمكن أن توجد عليها الطاقة، وكذلك يوضح التفاوتات الكبيرة في كمياتها وأيضاً قدرة النظام على تخزين تلك الطاقة. وتبادلات الطاقة موجودة طوال الوقت وعلى مستويات زمنية متنوعة. وتستخدم الطاقة الواردة من الشمس في تدفئة أسطح الماء على مدى النهار، كما يستخدم البعض من تلك الطاقة في التبخر. والتبخر يمثل إحدى صور انتقالات الطاقة ويؤدي إلى جعل الهواء رطباً، وهذا بدوره يتصاعد إلى أعلى، وتزداد معدلات التصاعد خلال فترات الصباح حتى تكون قد اشتدت قوتها بحلول منتصف النهار بشكل يكفي لتكثيف بخار الماء مكوناً السحب. وتخزن الطاقة في تلك السحب كطاقة كامنة، وهذه الطاقة ما تلبث أن تنطلق إذا ما وابت ظروف ملائمة لتحويلها إلى صورة من صور التكاثف كالأمطار - مثلاً.





شكل (٢-٣) يتم تقسيم الاشعاع إلى مجموعتين : الاشعاع قصير الموجة القادم أو الوارد من الشمس، والاشعاع طويل الموجة الخارج أو الصادر من الأرض. وهذا التقسيم الأساسي للاشعاع بين شمسي وأرضي ينتج مباشرة من طبيعة خصائص الأشعة الكهرومغناطيسية. كما أن هذا التقسيم ينطوي ليس فقط على آثار عظيمة للنظام المناخي للأرض بل أن له أيضاً دلالة وقيمة تطبيقية بالنسبة لقياسات وأرصاد الأقمار الاصطناعية للأرض وغلافها الجوي.

### (أ) أمواج قصيرة (شمسية)

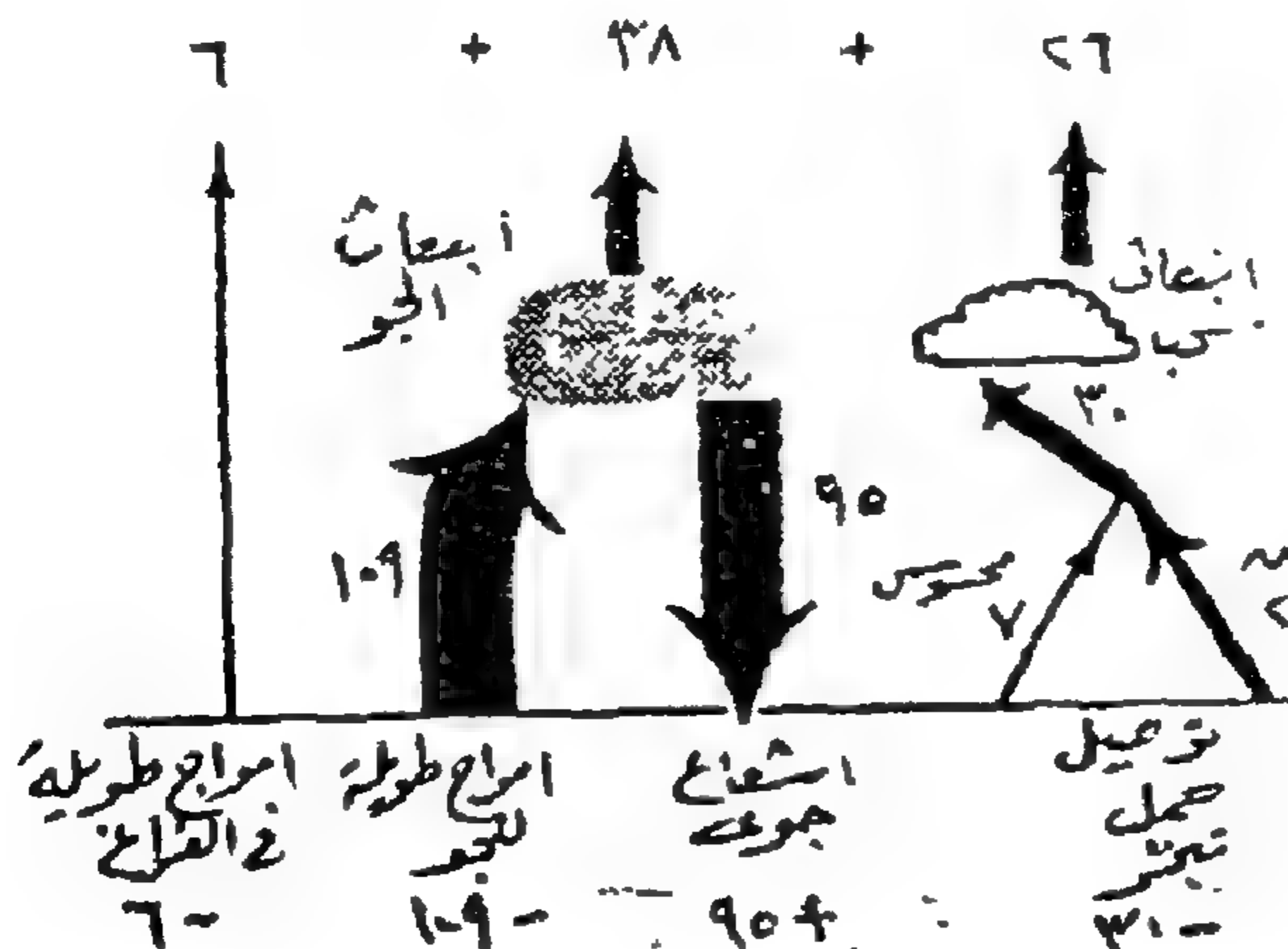


البيرد ٣٠ =

نتائج صافي  
إلى الحد  
والسحب ٢٠ =

الوارد الصافي  
للسطح ٥٠ =

### (ب) أمواج طويلة (من الأرض)



أمواج  
طويلة ٧٠ =  
إلى الفراغ

نفاذ صافي  
من الجو والسحب ٢٠ =  
١٠٩ = ٩٥ + ١٨ + ٥

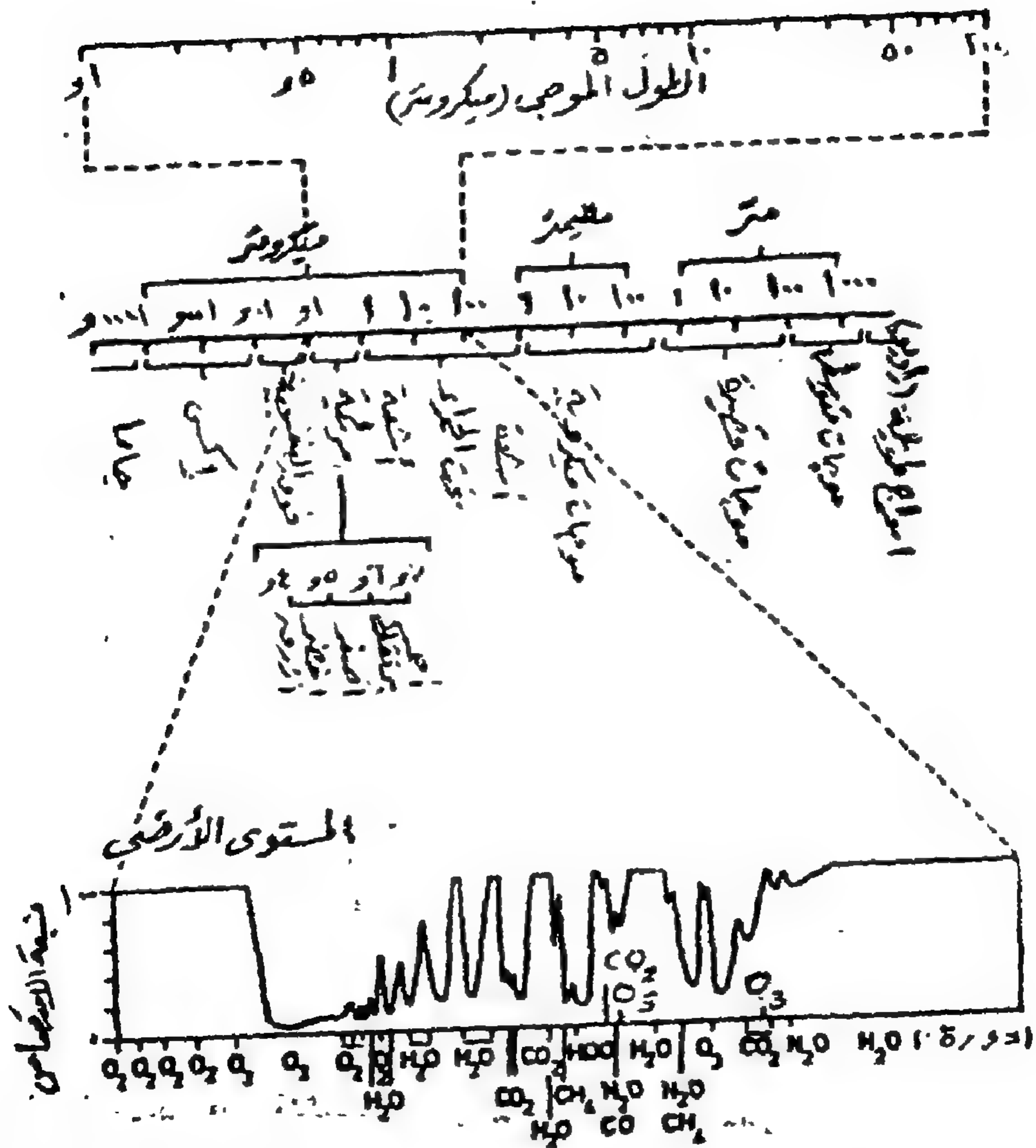
نفاذ صافي  
من السطح ٥٠ =

شكل (٢-٢) توازن الطاقة لكوكب الأرض ويتوازن الاشعاع قصير الموجة (أ) مع الاشعاع طويل الموجة. (ب) عند قمة الغلاف الجوي (الموازنة العامة للكوكب)، والجوا وسطح الأرض. لاحظ الإسهام الرئيسي للألبيدو الخاص بالكوكب.

### طبيعة الاشعاع

الإشعاع هو نوع من أنواع الطاقة التي تصدر من الأجسام التي لها درجة حرارة أعلى من الصفر المطلق. وهو الصورة الوحيدة من الطاقة التي يمكنها الانتقال خلال فراغ الفضاء

الخارجي، وعلى هذا فإن استقبال وانبعاث الطاقة إلى ومن كوكب الأرض يجب أن يتم في صورة اشعاع. وأهم الصفات الرئيسية للإشعاع هي طول موجته أو انتشاره. وكل الأجسام تشع عن مدى واسع من أطوال الموجات. وتسمى المجموعة الكاملة لأطوال الموجات الممكنة باسم مجال الطيف الكهرومغناطيسي Electromagnetic Spectrum أو اختصاراً الطيف (شكل ٢-٢) ويقع الاشعاع الذي يعطينا من وجهة النظر المناخية في المدى من طول الموجات الممتد من ٠.١٠ ميكرومتر (٠.١٠ ميكرون  $\mu m$ ) إلى ١٠٠ ميكرومتر. وفي هذه المنطقة تستجيب العين الآدمية إلى جزء صغير جداً من الأشعة وهو الجزء الذي يغطي ما نسميه بالضوء المرئي.



شكل (٢-٢) أ- مدى الطيف الكهرومغناطيسي. ب- الامتصاص الجوي عبر هذا المدى من أطوال الموجات.

ويعتمد إحساسنا بالألوان بشكل كبير على طول موجة الضوء الذي تستقبله أعيننا، فأطوال موجات حول ٠.٤٠ ميكرومتر تعطي ضوءاً بنفسجياً، ويزيادة طول الموجة ترى مجموعة ألوان

الطيف (ألوان قوس قزح) حتى مدى ٠.٧٠ ميكرومتر حيث نصل إلى الضوء الأحمر. والمناطق المجاورة لهذه المنطقة المرئية تعطى أسماء ترتبط باسم اللون المرئي الأكثر قرباً - فأطوال الموجات الأقصر قليلاً من ٠.٤٠ ميكرومتر تسمى بمنطقة الأشعة فوق البنفسجية Ultraviolet، بينما الأشعة ذات أطوال موجات أطوال من حوالي ١ ميكرومتر (وأقل من أو تساوى ١ ملليمتر) تسمى بالأشعة تحت الحمراء Infrared Radiation.

## قوانين الاشعاع

يعتمد طول موجة الأشعة على درجة حرارة الجسم المشع. والقانون الأساسى الذى يصف الاشعاع الحرارى هو قانون بلانك Planck's Law وهو ينص على أن الأجسام كاملة الاشعاعية لها درجة حرارة تتوافق تقريباً مع درجات حرارة الشمس (٥٨٠٠ كالفن) والأرض (٢٥٥ كالفن) وملحنيات بلانك هذه هي منحنيات فريدة عند درجة حرارة معينة  $T$ ، كما أن لهذه المنحنيات شكلاً مميزاً. ودرجة حرارة الأرض كجسم أسود - lack body - أو درجة حرارة الاشعاع الأرضى - هي أقل من درجة الحرارة المتوسطة لسطح الأرض بمقدار ٣٣ كالفن. ويرجع الارتفاع النسبى لدرجة الحرارة السطحية للأرض إلى ما يعرف بتأثير الصوبة Greenhouse Effect (الاحتباس الحرارى). ويتناسب طول موجة أقصى انبعاث لجسم ما عند درجة حرارة معينة عكسياً مع درجة الحرارة ويمكن وصفه عن طريق قانون وين Wiens' Law.

أما الطاقة الكلية المنبعثة بواسطة جسم ما فتنتج عن المنحنيين فى شكل (٣-٤) (ب) فيمكن الحصول عليها بتكامل قانون ستيفان - بولتزمان Stefan-Boltzmann Law الذى يؤكد على أن كمية الطاقة المبعثة تزداد مع زيادة الحرارة كما يتضح من شكل (٣-٤) (ب).

وتتطبق القوانين الثلاثة بشكل مباشر على الأجسام التى يمكن اعتبارها نظرياً مواد كاملة الاشعاعية. ومثل هذه الأجسام يطلق عليها اسم الأجسام السوداء. وتحدد انبعاثية أو اشعاعية Emissivity جسم ما بمقدار اقتراب ذلك الجسم من الجسم التام الاشعاعية أو بالجسم الأسود.

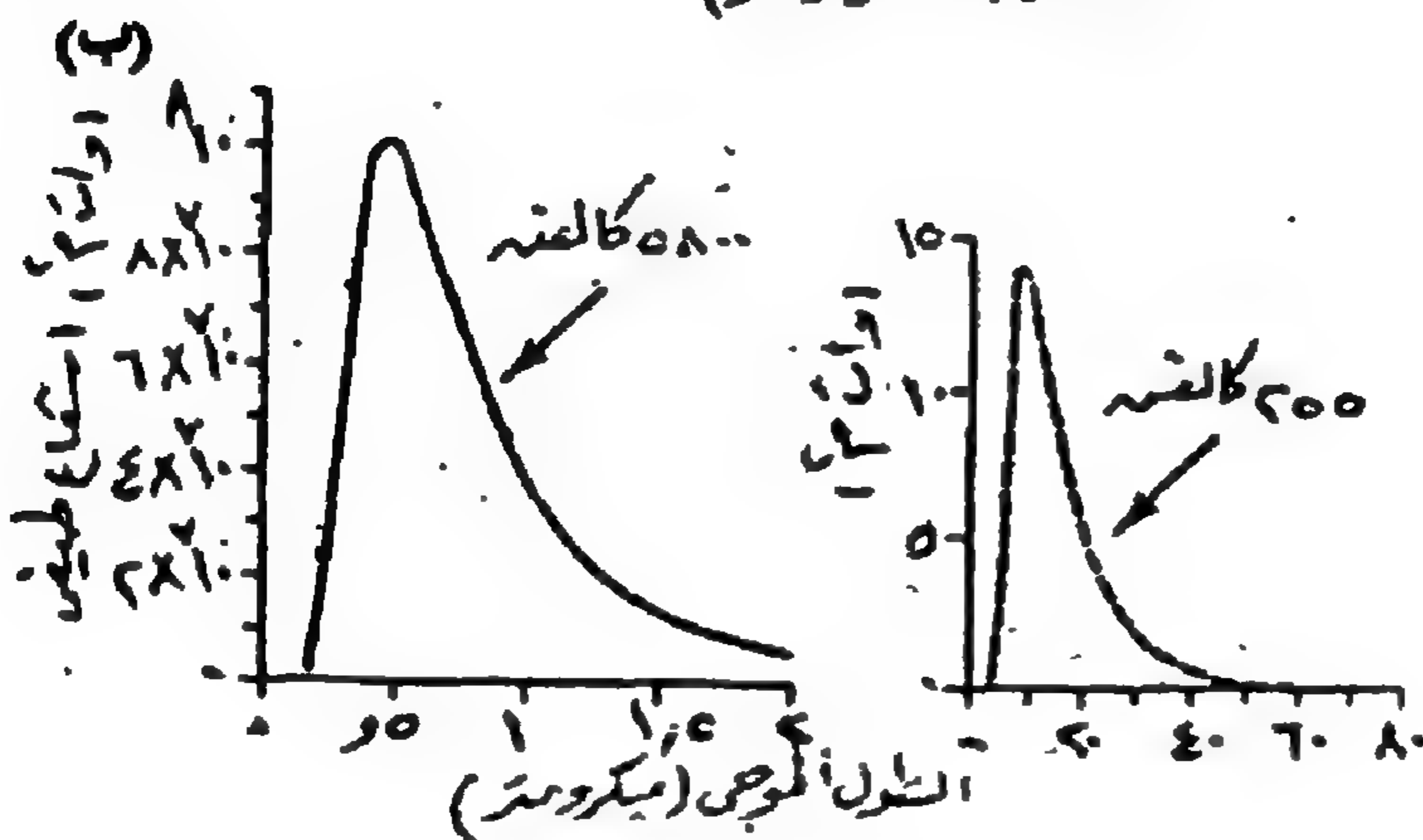
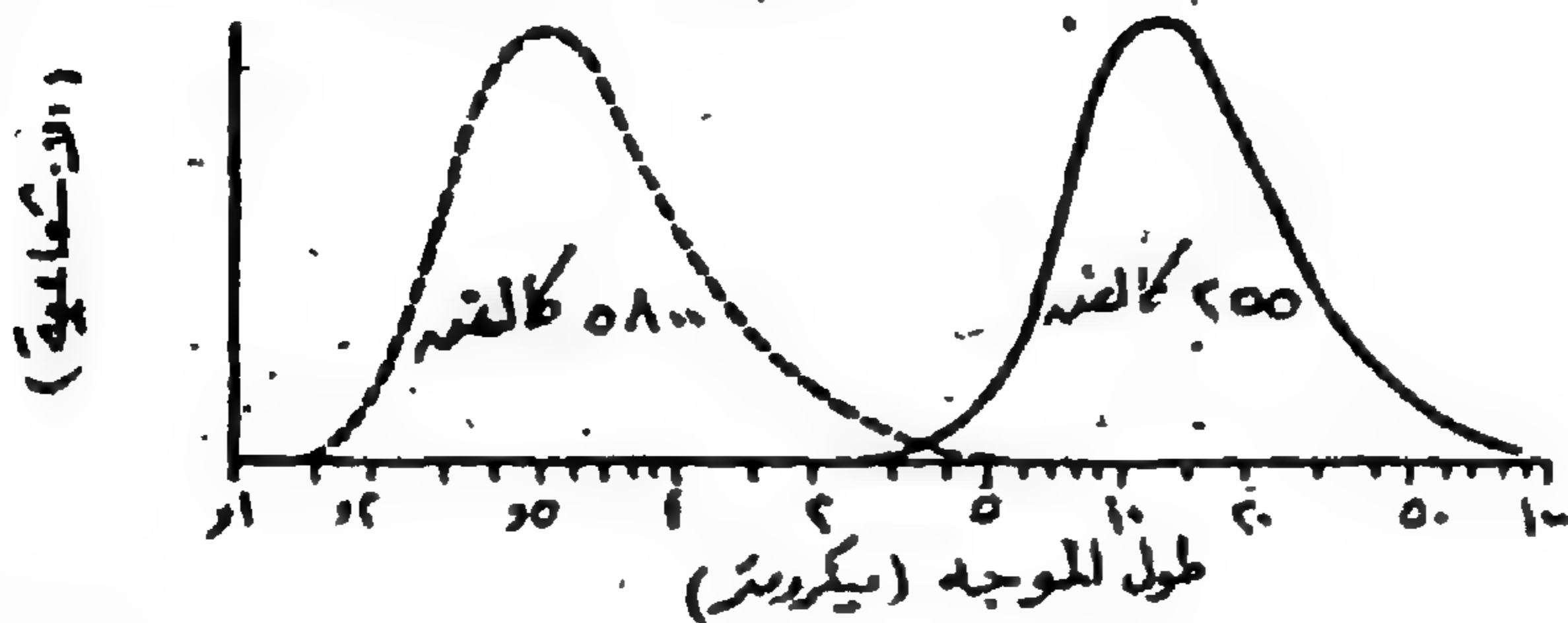
وتتوقف درجة الانبعاثية أو الاشعاعية على طول الموجه. وعموماً فإن المواد الصلبة والسوائل تشع عبر مدى طيفى متصل بدرجة انبعاثية تكاد تكون ثابتة، وتتراوح عادة بين ٠.٩ - ١.٠ ميكرومتر بينما الغازات تشع أطوال موجات محددة فقط. وبالتالي فإن لها درجات انبعاثية متفاوتة ومتغيرة. وهذه خصيصة تجعل الحسابات أكثر صعوبة عندما يراد تقدير كمية الطاقة التى تنبعث من غاز ما عند درجة حرارة معينة. ولكنها أيضاً خصيصة يمكن استخدامها فى القياسات المعتمدة على الأقمار الاصطناعية لخصائص الجو.

ورغم أننا ركزنا أساساً على الانبعاث فإن هناك علاقة بسيطة للغاية بين درجة الانبعاثية والامتصاصية. وهذه العلاقة تعرف بقانون كيرتشف Kirchhoff's Law. وبناء عليه فإنه عند نفس طول الموجه، فإن الأجسام جيدة الانبعاثية أو الاشعاعية تكون كذلك جيدة الامتصاصية. فأحد الأجسام الأرضية عالية الاشعاعية (الانبعاثية) عند أطوال موجات الطيف الشمسى يمتص بالضرورة قدرأً عالياً من الطاقة الشمسية، غير أنه قد يبعث قدرأً ضئيلاً جداً لأن درجة الحرارة



تجعله - حسب قانون بلانك - يرسل أو يشع قدراً صغيراً جداً من الطاقة عند طول هذه الموجة. والطاقة التي لا تمتص عند سقوط الأشعة على جسم ما إما أن تنعكس أو تنتقل من خلاله. ويتوقف نسبة حدوث كل من الأمرين (الانعكاس والانتقال) في ظروف ما على طول موجة الأشعة الساقطة على الجسم وكذلك على خصائص الجسم نفسه.

(أ) الجسم الأسود (منحنى بلانك)



شكل (٢-٤) (أ) منحنى بلانك Planck Curves (أو منحنى الجسم الأسود) للشمس والأرض. وقد عدل المقياس الخاص بالمحور الرأسي بحيث يكون لكل من المنحنين نفس المدى الرأسي. وتقع قمة المنحنى الشمسي عند ٠,٥ ميكرومتر، بينما تقع قمة منحنى الأرض تقع عند ١١,٤ ميكرومتر. شكل (٢-٤) (ب). المقياس الرأسي الكمية (وات م<sup>٢</sup> ميكرومتر<sup>-١</sup>) توضع الفروق في الطاقة الكلية المبعثة بواسطة الشمس والأرض.

وتؤكد قوانين الإشعاع الأساسية على أنه عند تداول الإشعاع في نظام المناخ فإنه من المفيد أن يؤخذ في الاعتبار نظامان مختلفان ومميزان للإشعاع: الأشعة قصيرة الموجة (الشمسية) القادمة من الشمس، وتلك طويلة الموجة (الأرضية) المبعثة من الأرض من غلافها الجوي. ورغم تداخل النوعين بقدر بسيط إلا أنهما لا يزالان مختلفين بقدر كاف يسمح بمعاملة كل منهما بصورة مستقلة. وهذا التمييز بين النوعين يعد أمراً ملائماً، حيث أن كلا من الصورتين يتفاعل مع نظام المناخ بطرق مختلفة.

## الاشعاع الشمسي

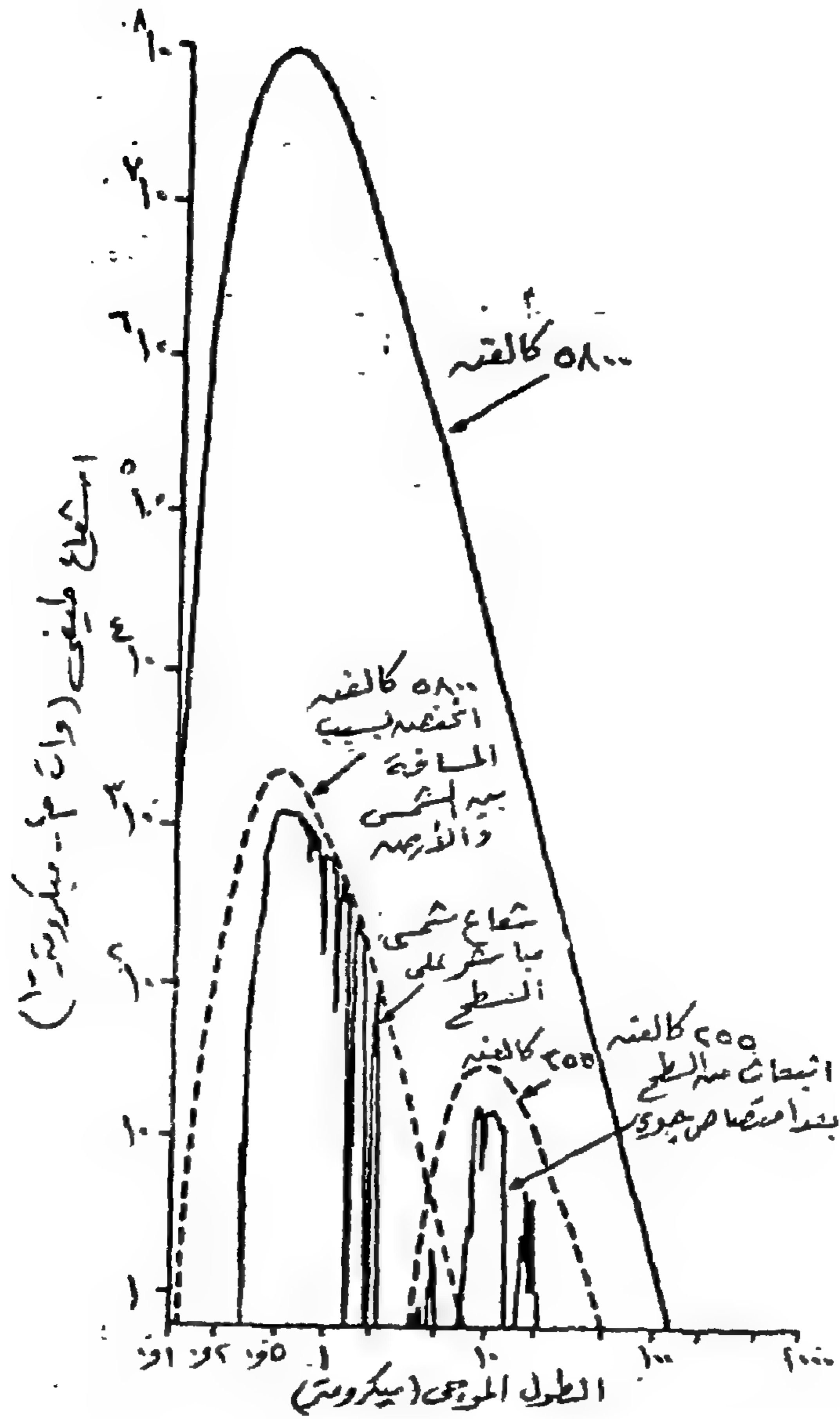
يؤدي حدوث التفاعلات النووية في باطن الشمس إلى تولد الطاقة التي تنبعث عنها، والتي تصدر في معظمها من طبقة الفوتوسفير Photosphere (شكل ٥-٣). ويمثل هذا الاشعاع تقريباً جيداً للإشعاع الصادر عن جسم أسود. وبالتالي فإن الاشعاع المنبعث يتبع بشكل أساسي منحنى بلانك لدرجة حرارة ٥٨٠٠ كالفن. ويتراجع مقدار الانبعاث بشكل كبير لأقل من مستوياته المقدرة نظرياً عند منطقة الطاقة العالية، عند أطوال موجات أقصر من حوالي ٠,٣ ميكرومتر فقط (شكل ٦-٣). ويلاحظ أن طول الموجة المصاحب لأعلى الشعاع يقع عند ٠,٤٧٤ ميكرومتر. ومعنى هذا أن لون الشمس يقع في حقيقة الأمر بين اللونين الأزرق والأخضر. أما لون الشمس الأصفر الذي نراه فيرجع إلى الحساسية النسبية للعين الانسانية وإلى تفاعلات الأشعة القادمة من الشمس مع الغلاف الجوي للأرض، وكذلك للكثافات النسبية للشعاع، والتي ترجع إلى شكل منحنى بلانك، حيث أنه نتيجة لهذا الشكل فإن ٩٩٪ من الطاقة تصدر في منطقة طول موجة ٠,١٥ ميكرومتر إلى ٤,٠ ميكرومتر. ويكون توزيع الطاقة المرسلة بحيث يقع ٩٪ منها في المنطقة فوق البنفسجية، و ٤٥٪ في المدى المرئي و ٤٦٪ في مدى الأشعة تحت الحمراء (شكل ٦-٣)



شكل (٥-٣) : مقطع عرضي يوضح مناطق الشمس المختلفة. تمر الطاقة المشعة من القلب إلى الفوتوسفير Photosphere وأيضاً خلال الفضاء إلى كوكب الأرض.

## الطاقة الشمسية المستقبلية

تستقبل المنطقة العليا للغلاف الجوي لكوكب الأرض جزءاً قدره  $4,5 \times 10^{-10}$  من كمية الطاقة الناتجة من منطقة الفوتوسفير. ويمثل هذا المقدار الطاقة المتاحة لخلق نظام المناخ، وهذه



شكل (٦-٢)؛ توزيع معدلات الاشعاع الطيفي لأجسام تشع عند درجة حرارة ٢٥٥ كالفن و ٨٠٠ كالفن. لاحظ أنه عند أطوال موجات أقصر من ٠,٢ ميكرومتر وأطول من ٢,٠ ميكرومتر فقط يختلف معدل الاشعاع عند سطح الغلاف الجوي ومعدل الاشعاع المستقبل عند سطح الأرض بشكل ملحوظ

الكمية يعبر عنها عادة بالثابت الشمسي Solar Constant والذي يمكن تعريفه بأنه مقدار المارة في وحدة الزمن عبر وحدة السطوح الموجودة في اتجاه عمودي على اتجاه أشعة على حدود الغلاف الجوي الخارجية عند قيمة متوسطة للمسافة بين الشمس وكوكب



ورغم أن عدداً هائلاً من القياسات قد تم لتقدير هذا الثابت الشمسي، إلا أن قيمته ليست معلومة بالضبط، ولعل أفضل التقديرات في الوقت الحاضر هو ١٣٧٠ وات للمتر المربع. ومن المعروف أن الثابت الشمسي يتفاوت عبر عدد من المستويات الزمنية المختلفة. ولعل أطول هذه الاختلافات زمناً هو الاختلاف المرتبط بنشأة الشمس ذاتها. وعلى مدى العمر الزمني للنظام الشمسي فإن هناك اعتقاداً بأن درجة الحرارة وبالتالي الطاقة، الصادرة من الشمس قد زادت بمقدار يتراوح بين ٢٠ - ٤٠٪. وهذه الزيادة لم تغير من الثابت الشمسي فحسب بل إنها قد غيرت أيضاً من التوزيع الطيفي للطاقة.

وعلى مقياس زمني أقصر كثيراً فإن الاختلافات في إنتاج الطاقة من الشمس تنتج عن تغيرات في النشاطات والعمليات التي تحدث داخل الشمس نفسها، وهذه التغيرات ترتبط بالبقع الشمسية Sun spots والتي تنتج بدورها من نشاطات الحمل والتي تقوم بخلط الطبقات العليا من الفوتوسفير بشكل مستمر. وتبدو البقع الشمسية كمناطق داكنة ذات انصاف أقطار تبلغ حوالي ٤٠٠٠ كيلومتر. وتوجد هذه البقع الشمسية بشكل عام بين خطي عرض ٥° و ٣٥° من خط الاستواء الشمسي، ويختلف عدد تلك البقع بشكل يكاد يكون دورياً، حيث تستغرق الدورة الواحدة قرابة ٢٢ عاماً. وتؤدي النشاطات المغناطيسية بداخل البقع الشمسية النشطة إلى حدوث ما يعرف بالوهج الشمسي وزيادة تدفق الأشعة فوق البنفسجية، وكذلك الأشعة السينية X-ray. وهذه التغيرات تؤثر على قيمة الثابت الشمسي وهي بذلك تمثل سبباً أساسياً في عدم معرفتنا الدقيقة لقيمة هذا الثابت.

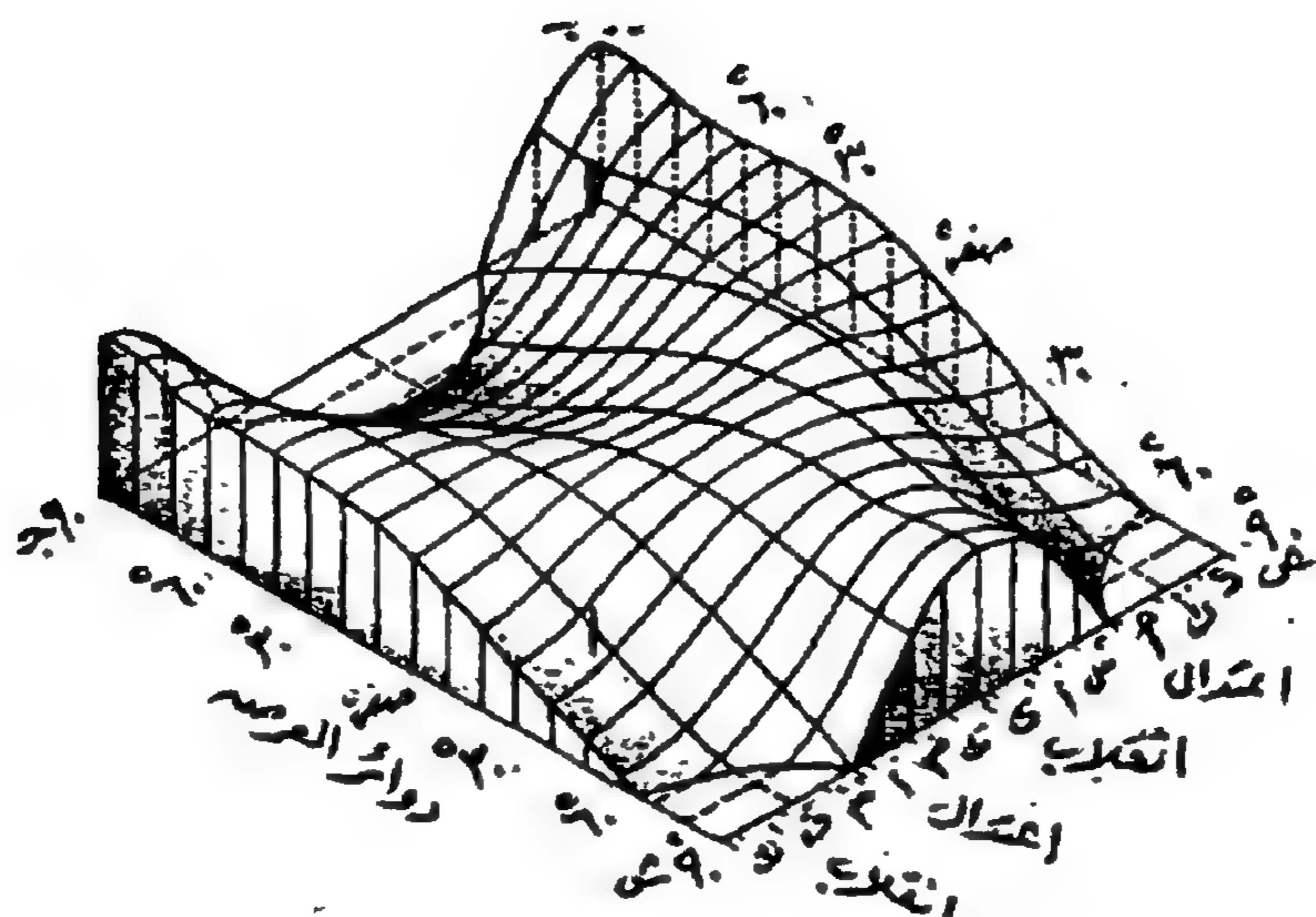
وبالإضافة إلى العمليات التي تتم بداخل الشمس فإن الأشعة التي تستقبلها الأرض تختلف أيضاً نتيجة للعلاقة الفلكية بين الشمس وكوكب الأرض. فهذه العلاقة - والتي هي علاقة معروفة ويمكن وصفها بدقة - تعد هي المسؤولة عن التفاوتات والاختلافات اليومية والموسمية المنتظمة في الطاقة الشمسية التي تصل إلى قمة الغلاف الجوي، كما أن لها تأثيرات كبيرة على بعض الاختلافات طويلة المدى.

### الاختلافات اليومية والموسمية في الإشعاع الشمسي

نتيجة لميل المحور لكوكب الأرض (شكل ٧-٣) فإن كلا من طول النهار وارتفاع الشمس في السماء يختلف مع الوقت، ويمكننا القول أن طول النهار يتناسب مع مقدار الجزء مع دائرة العرض. ففي الأوضاع المتطرفة تكون شمس منتصف النهار في منتصف السماء أي عمودية، على مدار السرطان فينتج عن هذا ما يعرف بالانقلاب الصيفي Summer Solstice أو عمودية على مدار الجدي فيحدث الانقلاب الشتوي Winter Solstice. وعند هذا الوقت من الشتاء وفي المناطق الواقعة شمال الدائرة القطبية الشمالية يمتد الليل ٢٤ ساعة كاملة بينما عند المناطق الواقعة جنوب الدائرة القطبية الجنوبية يمتد النهار ٢٤ ساعة متصلة أيضاً. أما عند فترتي الاعتدال Equinoxes الربيعي أو الخريفي وهما اليومان من العام اللذان يكون فيهما طول النهار اثنتي عشرة ساعة في كل مكان على سطح الأرض فإنهما تحدثان عندما تتعامد الشمس على خط الاستواء، ويحدث هذا يومي ٢٢ مارس - الاعتدال الربيعي - و ٢٢ سبتمبر - الاعتدال الخريفي - تقريباً من كل عام.



وقت لاحق - تمتص هذه الأشعة بواسطة غازات الغلاف الجوي، فإننا سوف نركز اهتمامنا هنا على عمليات امتصاص وانبعاث Emission وتشتت وانتقال Transmission الأشعة قصيرة الموجة في هذا الجزء، أما امتصاص وإعادة اشعاع الأشعة طويلة الموجة، فإنه سيذكر في بعض المراجع الأخرى من هذا الفصل.



شكل (٨-٢): اختلاف التعرض الشمسي (عند قمة الغلاف الجوي) كدالة لدائرة العرض والشهر لكوكب الأرض بالكامل.

تشتت الاشعاع الشمسي

يحدث تشتت الاشعاع الشمسي حينما يسقط أحد الفوتونات photon على أى جسم عائق فى الغلاف الجوى، وحيث لا يحدث له امتصاص. والأثر الوحيد لعملية التشتت هذه هو تغير مسار الحركة لهذا الفوتون، ويمكن لتغير الاتجاه هذا أن يحدث فى أى اتجاه وفى كل الاتجاهات. فالاشعاع المشتت إلى أعلى - ما لم يحدث له إعادة تشتت إلى أسفل - ويدخل بالتالى فى عملية تشتت مركبة (تشتت متكرر) فإنه يفقد فى الفضاء، ولا يكون له أى دور لاحق فى عمليات الطاقة وتفاعلاتها. ومن ناحية أخرى فإن الاشعاع المشتت لأسفل يظل بداخل نظام طاقة الغلاف الجوى، ويكون عرضة لمزيد من تفاعلات الطاقة.

ويمكن اثبات أن كمية التشتت تتناسب عكسياً مع القوة الرابعة لطول الموجة (طول الموجة مرفوعاً للأس ٤). وعلى هذا فإنه بالنسبة للأشعة المرئية يكون تشتت الضوء الأزرق (طول موجة حوالي ٠,٤ ميكرومتر) أكبر بحوالى ١٠ مرات من تشتت الضوء الأحمر (طول موجة حوالي ٠,٧ ميكرومتر). وهذا النوع من التشتت هو نوع مميز للغلاف الجوى المحتوى بشكل



رئيسى على الغازات الجوية العادية فقط، بدون شوائب أو ملوثات. والنتيجة الأكثر أهمية والتي نلاحظها بشكل مستمر هو لون السماء الأزرق أثناء النهار الذى يرجع إلى تشتت الأشعة الزرقاء بمعدلات عالية، يضاف إلى ذلك أن الموجات الزرقاء هى أغزر الطاقات فى حزمة الأشعاع الشمسى. فبمجرد دخولها جو الأرض تغمره بالزرقاء المشتتة فى كل مكان فيبدو كقبة زرقاء، وبطبيعة الحال فإنه ينتج عن ظاهرة التشتت فقد جانب صغير من الأشعاع الشمسى إلى الفضاء. ويمكن رؤية تأثير التشتت شديد الكفاءة للون الأزرق مساء أى يوم فى وقت الغروب، فعند هذا الوقت يؤدى الطول الشديد لمسار الأشعة خلال الغلاف الجوى إلى أن معظم أطوال الموجات المرئية الأقصر قيمة تشتت مرات عديدة متفرقة بهذا عن مسار الشعاع المباشر، تاركة فقط اللون الأحمر دون تأثير - وهذا ما يؤدى إلى لون الشمس عند وقت الغروب والذى يكون أكثر احمراراً منه فى باقى أوقات النهار. ويرجع لون السماء المشوب بالحمرة (أو الشفق) فى ذلك الوقت كذلك إلى تشتت طفيف لأطوال الموجات ذات اللون الأحمر إلى خارج مسار الأشعة المباشرة.

وحيثما توجد السحب وجزيئات الملوثات أو قطرات الماء فى الغلاف الجوى، يحدث ما يعرف بتشتت ماى Mie scattering ، ويحدث هذا التأثير عندما يكون حجم الجزيئات والحبيبات المسببة للتشتت مماثلاً لطول موجة الأشعاع الساقط عليها. وفى هذه الحالة يحدث التشتت بأكمله تقريباً إلى الأمام. ويتوقف مقدار واتجاه التشتت على كل من حجم الجزيء وطول موجة الأشعة، إلا أنه يكون هناك دائماً ميل لحدوث تشتت الضوء بكل أطوال موجاته - وهو الأثر الذى نراه واضحاً عندما يكون الجو معكراً، أى محملاً بالمواد العالقة والملوثات، حين نرى السماء وقد أخذت لوناً أزرق رمادياً فاتحاً. وحيث يحدث تشتت أطوال الموجات جميعاً دون تمييز لأحدها - ونظراً لأن معظم قطرات بخار الماء فى السحب تمتص الأشعاع كما أنها تقوم بتشتيته، فإن هذا الأثر - أثر الملوثات والمواد العالقة - يكون أقل وضوحاً فى الظروف الجوية المليئة بالسحاب.

ورغم أن بعض الفوتونات تشتت مرة واحدة عند مرورها خلال الغلاف الجوى، إلا أن التشتت المتعدد هو الأكثر شيوعاً، فالتشتت بداخل السحب هو دائماً من هذا النوع المتعدد ويمكن أن يشاهد هذا النوع من التأثير أيضاً من خلال الظاهرة الجوية المعروفة بالنصوع Whiteout والتي تحدث عند مناطق دوائر العرض العليا، فهذا يحدث التشتت المتعدد بين سطح الثلج الناصع وبين الأسطح السفلى من طبقات السحب المنخفضة أو طبقات الضباب الكثيفة مما يجعل تمييزها عن بعضها أو تحديد مكان الأفق أو معالم السطح بالعين المجردة أمراً بالغ الصعوبة.

وحينما تسقط الأشعة على سطح أكبر حجماً كسطح الأرض فإنه يحدث تحويل كامل لاتجاه الاشعاع الذي لا يمتص، وقد جرى العرف على اعتبار هذه الحالة الخاصة من التشتت حالة انعكاس reflection. والانعكاس والتشتت - سواء حدثا مرة واحدة أو بشكل متعدد - يؤديان إلى حدوث تدفق اشعاعي إلى أعلى وكذلك إلى أسفل وتعرف نسبة نوعي التدفق الاشعاعي هذين بمعامل الانعكاس (\*) أو الألبيدو albedo.

ويمكن تقدير الألبيدو عند أي مستوى من نظام الأرض - الجو من قياسات تدفقات الاشعاع في هذين الاتجاهين، غير أن هناك مستويين هامين في هذا الصدد، وهما سطح الأرض وأعلى الغلاف الجوي. فعند السطح العلوي للغلاف الجوي يمكننا قياسات الأقمار الاصطناعية من حساب قيمة الألبيدو لسطح كوكب الأرض كله أو لأجزاء كبيرة منه. وتعد هذه القيمة حيوية لفهم العمليات المناخية كبيرة النطاق. أما عند سطح الأرض فإن الألبيدو السطحي يحسب من قياسات مباشرة لنوع معين واخذ من الأسطح، حيث أن تلك القيمة تتوقف بشدة على نوع وطبيعة السطح. وللاختلافات بين أنواع السطوح المختلفة آثار هامة على أشكال المناخ المحلية، ويؤخذ ألبيدو السحب في الاعتبار بشكل مستقل نظراً لأهميته، ليس فقط في حسابات الانتقال الاشعاعي، بل أيضاً لأثره الهام على أنماط المناخ المحلي.

### امتصاص الاشعاع الشمسي

يعد معدل امتصاص الأشعة الشمسية قصيرة الموجة بواسطة غازات الغلاف الجوي معدلاً صغيراً نسبياً، وعادة ما يكون أقل أهمية بكثير من التشتت الاشعاعي. وكما يمكن أن يلاحظ أن الغلاف الجوي يكاد أن يكون شفافاً transparent تماماً قرب قمة المنحني الشمسي لبلانك. وتمتص الأشعة فوق البنفسجية بشدة بواسطة طبقة الأوزون في طبقات الاستراتوسفير السفلى وهذا يؤدي إلى حماية سطح الأرض من هذه الأشعة، كما أن هذا الامتصاص يعد المسئول عن عملية عكس درجة الحرارة (أو عكس التدرج الحراري) في منطقة التروبوز Tropopause.

وتوجد عدة مناطق ضيقة في مجال الطيف تعرف بالحزم bands حيث يحدث بها الامتصاص بواسطة الأكسجين والأوزون وبخار الماء. وبشكل إجمالي فإن هذا الامتصاص الغازي (الامتصاص بواسطة جزيئات غازية) يزيل فقط حوالي ١٨ ٪ من إجمالي الطاقة الواصلة إلى قمة الغلاف الجوي من الأشعة الشمسية، بينما يتناول امتصاص السحب حوالي ٢ ٪ أخرى. وهذا أقل بكثير من كمية الطاقة الممتصة عند السطح، والتي تبلغ حوالي ٥٠ ٪. وحيث أن

(\*) الألبيدو albedo : قياس لقدرة الأرض على رد الاشعاع الشمسي، ويساوي النسبة بين الاشعاع الشمسي المنعكس إلى الاشعاع الشمسي الوارد الكلي حيث كل من التدفقين يقاس عبر المدى الكامل لأطوال موجات الأشعة الشمسية (٠.٣ - ٤.٠ ميكرومتر). أما بالنسبة لطول موجة معين أو لعزمة ضيقة من الموجات فتسمى هذه النسبة بالانعكاس الطيفي. وفي سياق هذا الكتاب س نطلق لفظ معامل الانعكاس للإشارة إلى الألبيدو.



الامتصاص يؤدي مباشرة إلى ارتفاع درجة الحرارة فإن هذه الحقيقة لها أثر عظيم فيما يتعلق بموازن عمليات الطاقة في الغلاف الجوي.

ورغم أن التشتت والامتصاص هما عمليتان مختلفتان، ولهما نتائج مختلفة كذلك، إلا أنهما تحدثان تقريباً بشكل متلازم، ولذا فمن الملائم جداً التعامل مع استنفاد الأشعاع الشمسي بواسطة الغلاف الجوي كموضوع واحد. ولعل أفضل طرق التعبير عن هذا هو تعبير السمك البصري (\*) Optical Thicknes أو العمق البصري Optical Depth للجو. وهذا السمك أو العمق البصري يتم تحديده لطبقة ما من الغلاف الجوي كنسبة بين الأشعاع الخارجى من أسفل هذه الطبقة إلى كمية الأشعاع الساقط على سطحها العلوى.

ويعد الجو بأكمله رقيقاً بصرياً أى أن الجو يعيل إلى أن يكون سمكاً بصرياً باقتراب نهاية النهار، ويرتبط أكبر مكون منفرد لهذا السمك البصري، سواء كقيمة متوسطة أو لليوم معين بالسحب، فالمسحب العالية الرقيقة هي بشكل عام رقيقة بصرياً، حيث يمكن بسهولة رؤية الشمس أو القمر من خلال تلك السحب، إلا أن كل أنواع السحب الأخرى تعد بشكل عام سمكة بصرياً وتعد مسئولة عن الكمية الكبيرة من استنزاف أو استنفاد الأشعة الشمسية الساقطة.

#### الأشعاع الشمسي على سطح الأرض

بعد التفاعل الأخير في عملية مرور الأشعة الشمسية عبر الغلاف الجوي، هو ارتفاعها مع سطح الأرض نفسها. فالأشعة عندما تسقط على جسم معتم فإنها إما أن تمتص أو تنعكس، ونسبة الأشعاع المنعكس من الأشعة الكلية الساقطة، أو الأليبدو السطحي، لا تعتمد بشكل كبير على طول الموجة، بل يمكن التعامل معها كقيمة واحدة لسطح معين. ومعظم أسطح الأرض الطبيعية لها قيمة أليبدو - معامل الانعكاس - يتراوح بين ٠.١٠ - ٠.٣٥، بينما الأسطح الصناعية تكون لها قيم معامل انعكاس أعلى قليلاً. أما الثلوج - وهذه لها أليبدو مرتفع - فتتمثل حالة خاصة مميزة، والماء كذلك يمثل حالة استثنائية من حيث كل من قيمة الأليبدو المنخفضة بشكل عام وكذلك اختلاف هذه القيمة بشدة مع زاوية الميل الرأسية للشمس.

ويعد الأليبدو المرتفع مؤشراً إلى أن جزءاً كبيراً من الأشعة الساقطة ينعكس لا يمتص. فعلى سبيل المثال - يشير معامل انعكاس الثلج المرتفع إلى أنها تعكس جزءاً كبيراً من الطاقة الواردة إليها بدلاً من أن تمتصها لترتفع حرارتها، لهذا فإن سطحاً تلجياً أو جليدياً نظيفاً يمكن أن يتحمل يوماً مشمساً دون تأثر، بينما الثلوج المختلطة بالشوائب تحتوى بداخلها على مواد ذات معامل انعكاس أقل، وهذه بالتالى تمتص قدراً أكبر من الطاقة وتلتصهر بسرعة أكبر. وبالمثل فإن اختلاف معامل الانعكاس بين سطح ذى غطاء نباتى و سطح آخر صناعى بالقرب منه من هو

(\*) السمك البصري : مقياس لاستنفاد الأشعاع الشمسي بواسطة الجو نتيجة لعمليات الامتصاص والانعكاس. بحيث يزداد استنفاد الأشعاع بزيادة السمك البصري.



أحد أسباب اختلاف درجات الحرارة بينهما. ومن التطبيقات العملية الشائعة في هذا الخصوص في دول المناطق الباردة استخدام فكرة خلط الثلوج أو الجليد الساقط على الطرق بالرمال الداكنة حيث تقوم سيارات خاصة بالمرور فوق الطرق الرئيسية بعد العواصف الثلجية الشديدة وتنتشر كميات من الرمال فوقها (تضاف أحياناً مواد مساعدة أخرى للرمال) حيث يعمل هذا على خفض مقدار الطاقة الشمسية المنعكسة وامتصاص قدر أكبر من الطاقة للإسراع في إذابة الثلوج أو الجليد المتراكم.

ورغم أن هناك عوامل أخرى بخلاف معامل الانعكاس يجب أن توضع في الحسبان عند تحليل اختلافات درجات الحرارة، فإن الألبيدو يعد عنصراً أساسياً فيما يتعلق بأنظمة المناخ المحلية. وبصورة عامة فإن معامل انعكاس سطح الأرض تبلغ قيمته حوالي ٠,١٥، ويرجع ذلك بشكل رئيسي إلى أن المياه تمثل نوع السطح الأكثر سيادة بالنسبة لسطح الأرض بشكل عام. وبناء على هذا فإن أغلب الأشعة التي تسقط على سطح الأرض يتم امتصاصها. وبالفعل فإن حوالي ٥٠% تقريباً من الطاقة الشمسية التي تصل إلى كوكب الأرض يتم امتصاصها عند السطح مقارنة بحوالي ٢٠% يمتصها الغلاف الجوي. ومعامل الانعكاس لكوكب الأرض يبلغ ٠,٣ أى أن ٣٠% من الأشعة الساقطة تتعرض للانعكاس ويدل ارتفاع معدل الامتصاص والتسخين عند سطح الأرض على أن المصدر الرئيسي للدفلة الجزء الأسفل من الغلاف الجوي هو سطح الأرض ذاته.

ويبدو أنه نادراً ما يلزم تقسيم الأشعة قصيرة الموجة عند سطح الأرض إلى مناطق طيفية محددة عند التعامل مع تفاعلات وتوازنات الطاقة الخاصة بنظام المناخ إلا أنه في بعض التطبيقات المعينة يكون هذا التقسيم ضرورياً. ولعل أحد الأمثلة المتصلة بهذا يتعلق بتفاوتات استجابة النباتات لأطوال موجات الإشعاع الساقط عليها. وبالتالي فإن اختلاف التركيب الطيفي للإشعاع الشمسي يؤثر على نمو النباتات. فتغير الجو من حالة جو صحو خال من السحب تماماً إلى حالة غيام تام على سبيل المثال تخفض بشكل أساسي مقدار الإشعاع الوارد في المدى من طول الموجات حيث يحدث انتقال. وهناك تغيرات في التركيب الطيفي للإشعاع مشابهة لذلك ولكنها أكثر استمراراً وأكثر ضرراً وهذه تحدث نتيجة تلوث الهواء الجوي أو - على المستوى الزمني الأطول كثيراً - نتيجة لتغير طبيعة الإشعاع الشمسي ذاته.

أجهزة قياس الإشعاع الشمسي

تعد معرفة كمية الإشعاع قصير الموجة الواقع على سطح الأرض أمراً حيوياً من وجهة نظر توازنات وعمليات الطاقة الخاصة بنظام المناخ، وكذلك من حيث التطبيقات العملية لاسيما

الزراعة. ويمكن تقسيم الأجهزة السطحية (التي تستخدم للقياس من أماكن على سطح الأرض) إلى ثلاثة أنواع:

١ - أجهزة البيرانومتر Pyranometers (شكل ٩-٣ (أ))، وهذه تقيس الإشعاع الشمسي الساقط بكل أطوال موجاته من أحد نصفي كوكب الأرض بالكامل، وهذه الأجهزة تثبت عادة وسطحها المستقبل أفقى الوضع، مسجلة بذلك كل الإشعاع القادم من الشمس والسماء. ويستخدم جهازاً بيرانومتر، أحدهما موجهاً إلى أعلى والآخر موجهاً إلى أسفل لقياس معامل الانعكاس - الألبيدو - لسطح الأرض. ويمكن باستخدام المرشحات المناسبة قياس كمية الإشعاع لمناطق (أو حزم) من المدى الطيفي بعينها.

٢ - أجهزة البيرهليومتر Pyrheliometers : وهذا النوع من الأجهزة يقيس الإشعاع الشمسي المباشر الساقط على سطح مجمع متعامد على اتجاه أشعة الشمس، وهذا النوع أيضاً يمكنه قياس المدى الطيفي كله للإشعاع، أو مناطق طيفية (حزم bands) معينة منه.

٣ - أجهزة قياس الانتشار Diffusographs : وهى التى تقوم بقياس الإشعاع الوارد من السماء فقط، وهذه تتكون من بييرانومتر من النوع المعتاد محاط بحلقة تظليل shad ring تعمل على حجب أشعة الشمس (شكل ٩ - ٣ (ب)).

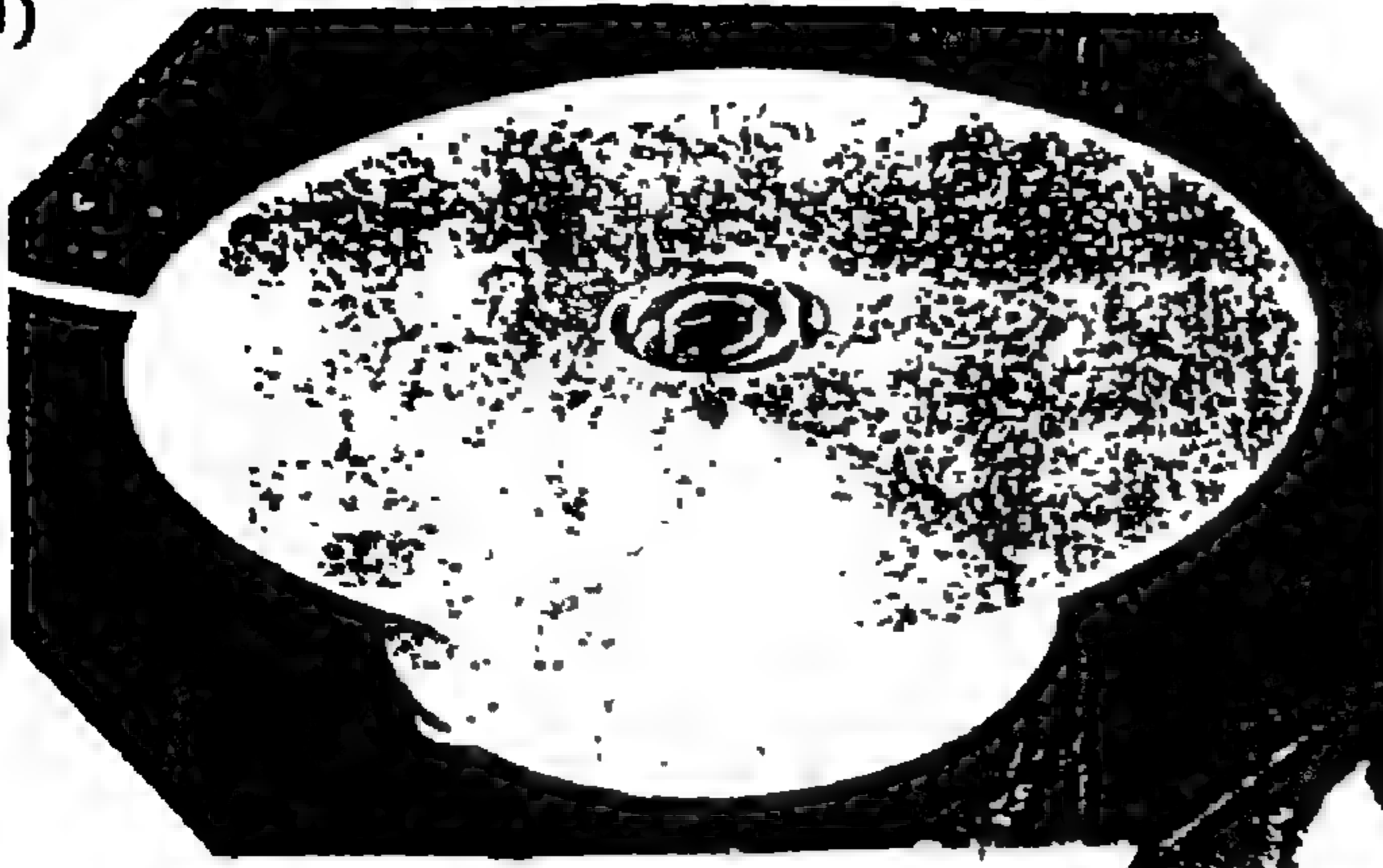
وأجهزة البيرهليومتر تعد عادة أجهزة قياس دقيقة يجب توخى الدقة والعناية عند استخدامها، ويجب أن تتم صيانتها بشكل شبه دائم. ولهذا فإن هذا النوع من الأجهزة يوجد عادة فى مراكز الأبحاث المناخية المتخصصة فقط. أما أجهزة البيرانومتر فهى مصممة لتكون أجهزة خدمة شاقة (أجهزة استخدام حقل) وهى تعمل على أساس مبدأ فارق الامتصاص Differential Absorption. ويغطى جزء من سطح جهاز القياس بطلاء من مادة عالية الانعكاسية، ويغطى باقى الجهاز بمادة ذات معامل انعكاس منخفض. ويقاس فرق درجة الحرارة بين السطحين عادة بواسطة جهاز كهربي، وتحدد العلاقة بين فرق الحرارة المقاس وكمية الإشعاع عن طريق معايرة الجهاز على جهاز قياس مطلق (أى جهاز يقيس الإشعاع بشكل مباشر) مثل البيرهليومتر Pyrheliometer.

وأحد الأجهزة الأقل تعقيداً والتي تقوم بتسجيل عدد ساعات سطوع الشمس هو جهاز كامبل ستوكس Campbell-Stokes sunshine recorder (شكل ٩ - ٣ (ج)). حيث يعد أسلوب الحرق الذى يحدثه الإشعاع على المقياس الورقى المدرج مفيداً جداً، وإن كان أقل دقة فى قياس مدة وطبيعة السطوع الشمسي.

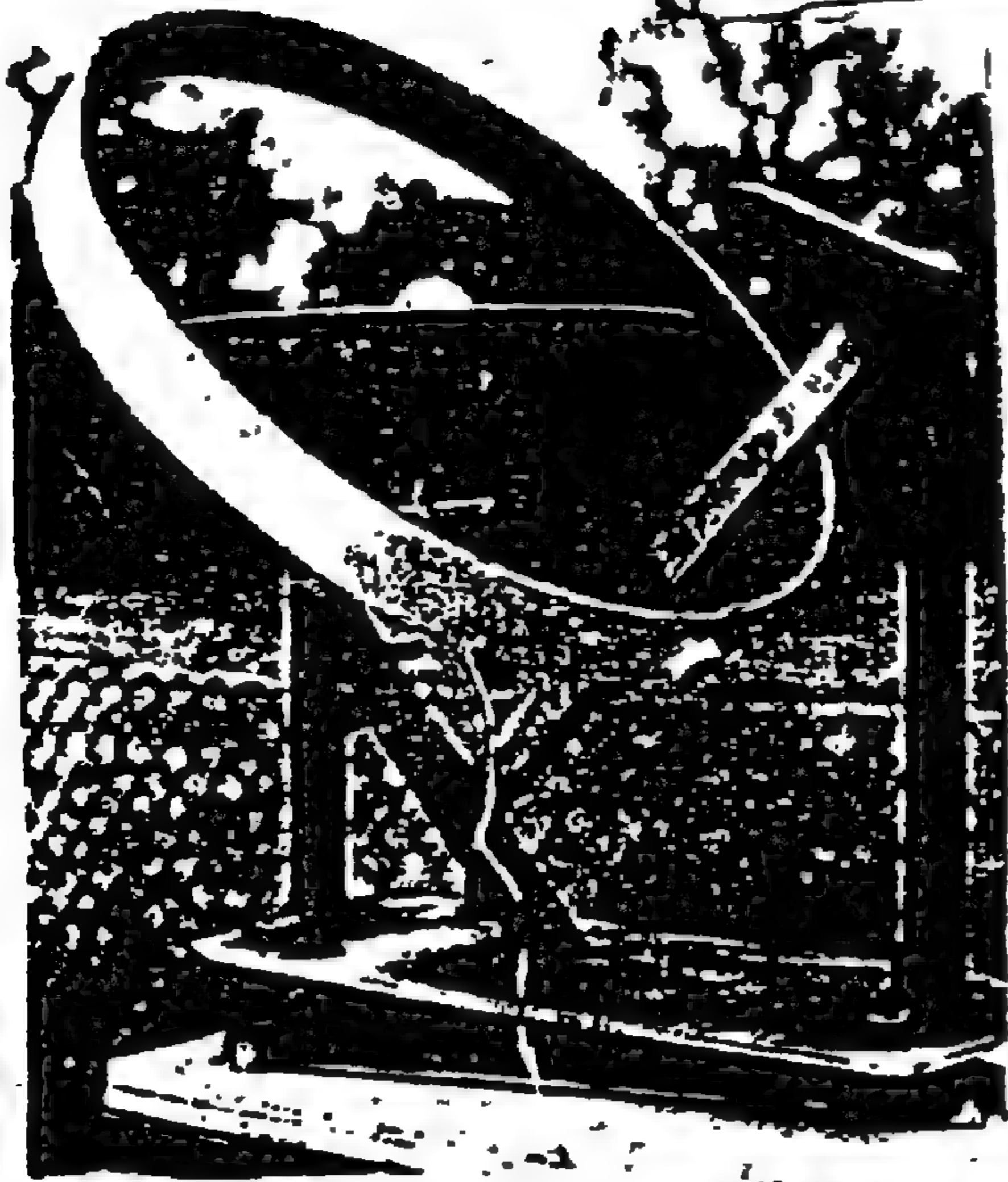
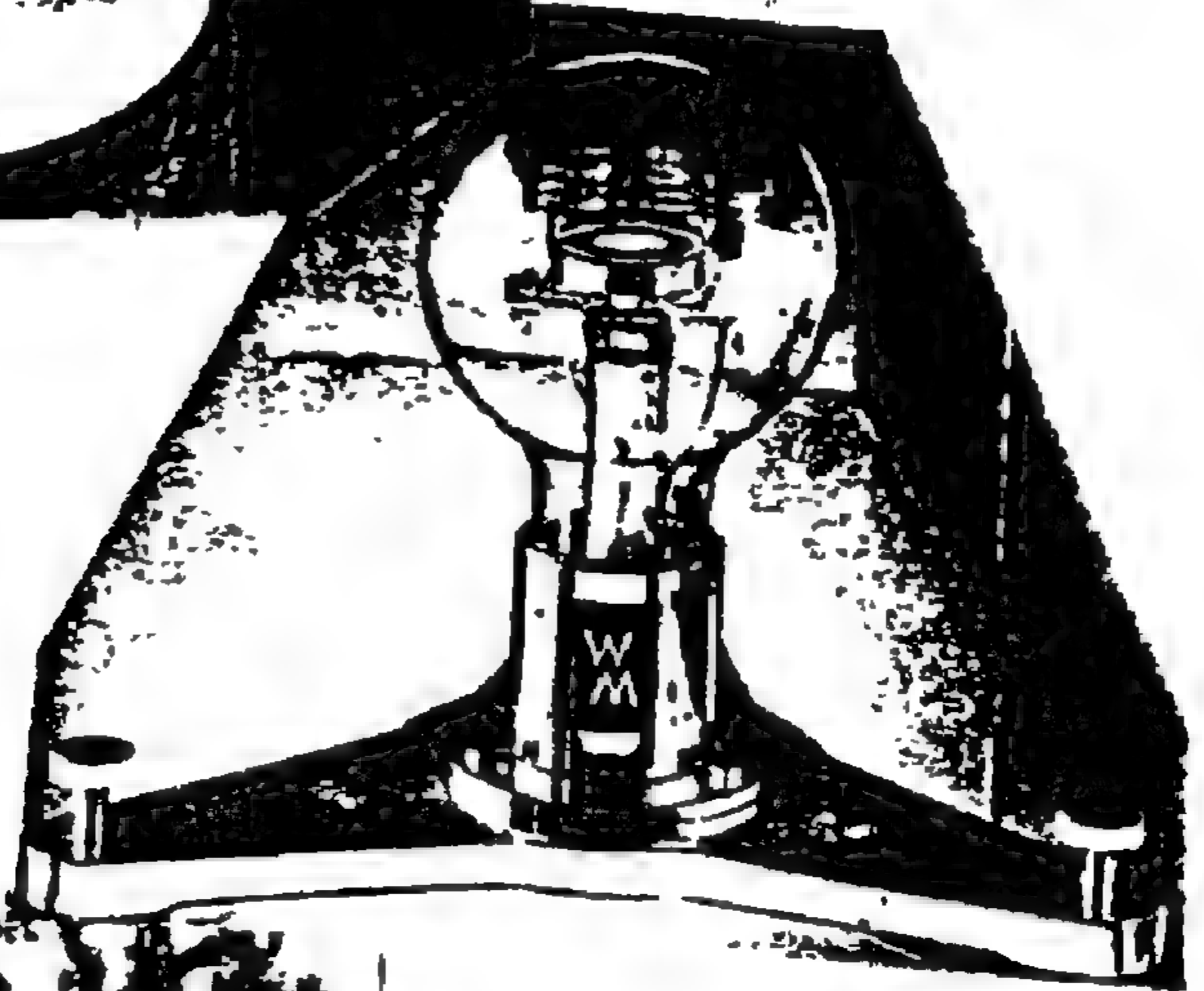
وتصمم الخرائط للأشعة الساقطة على سطح الأرض ومناطقها المختلفة من القياسات، وكذلك من البيانات التجريبية. ورغم أن البيانات والقياسات قد فى مناطق قليلة ومتباعدة،



(أ)

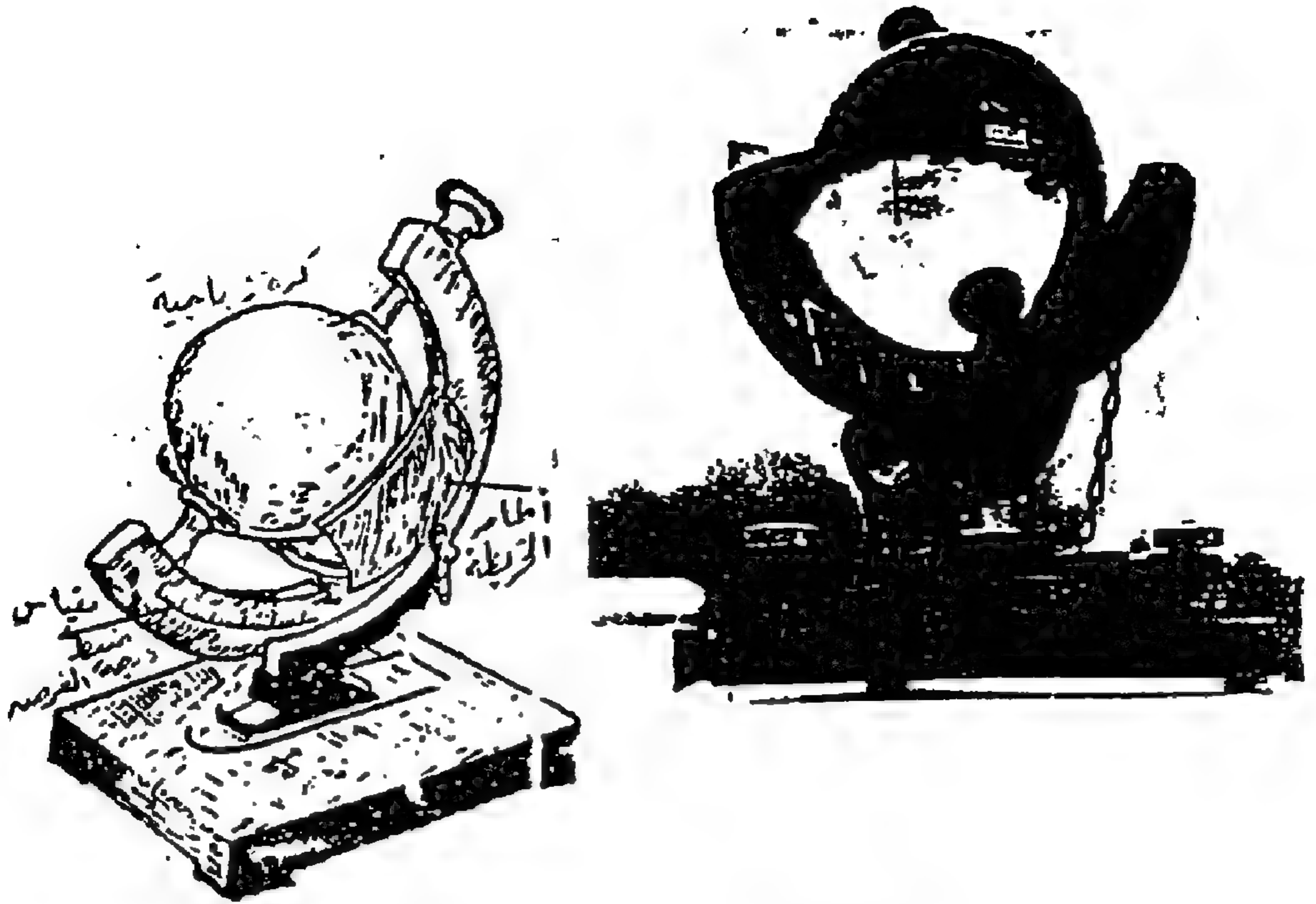


(ب)



شكل (٢-٩) (أ) بيروانومتر pyranometer (Kipp and Zonen solarimeter)، (ب) طريقة وضع حلقة مظلة على الجهاز بحيث يقيس الأشعاع الشمسي المنتشر فقط. (ج) جهاز كامبل - استوكس Campbell-Stokes لتسجيل سطوع الشمس.

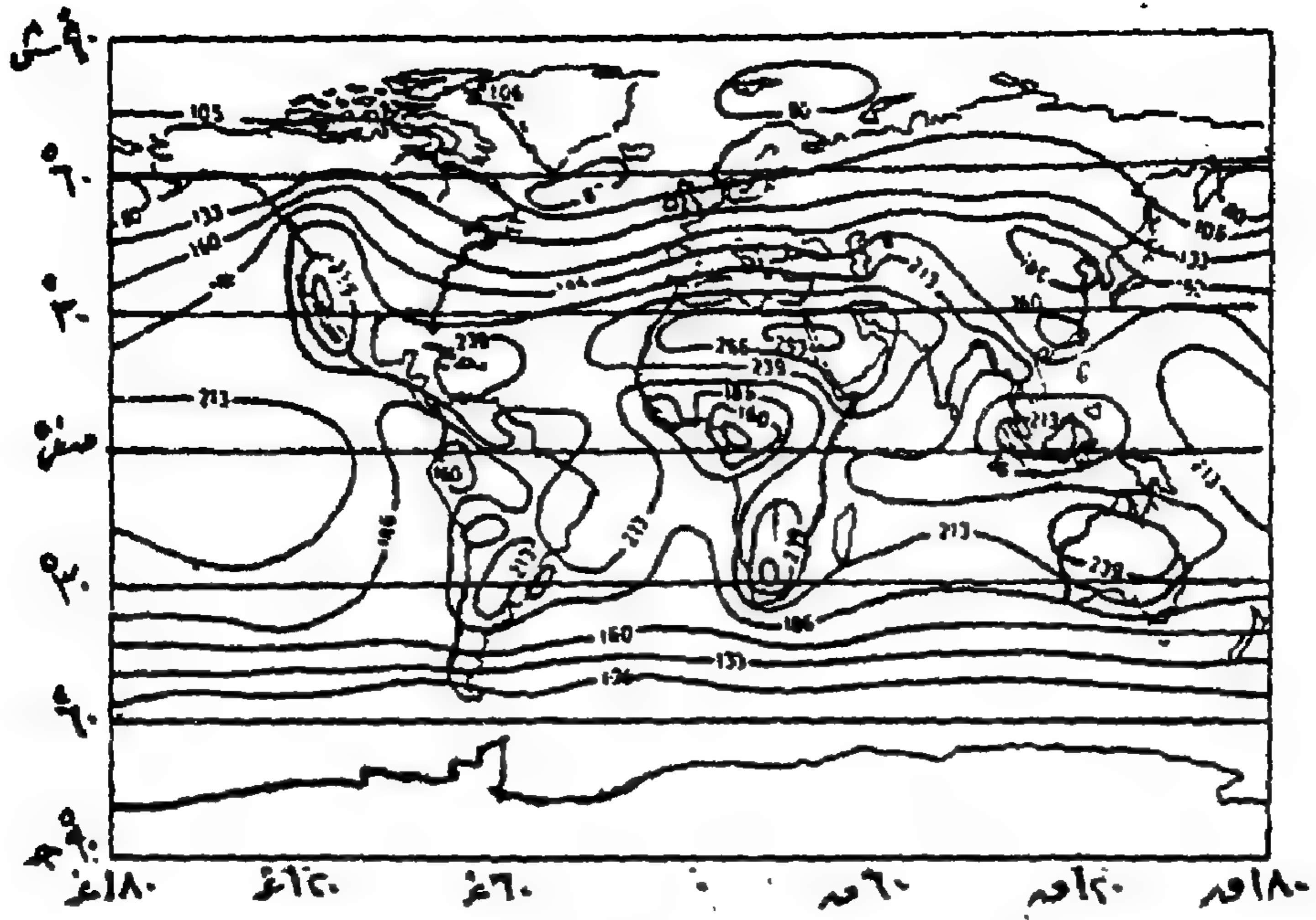




تابع (شكل رقم ٩٠-٣) ج - جهاز كامبل - ستوكس

لا سيما في المناطق التي تغطيها المحيطات، ورغم أن هناك قدراً كبيراً من الموضوعية المتعلقة على ندرة البيانات واعطاء صورة واقعية في عملية رسم هذه الخرائط، إلا أن الاشعاع يميل إلى أن يكون مستقراً حيث لا يتفاوت بشدة أو بسرعة في الاتجاه الأفقى، ومن هنا تنشأ أنماط مناطق مشتركة الملامح على مستوى أقاليم جغرافية واسعة كما يتضح من شكل (١٠-٣). وواضح أن المناطق التي تستقبل أقصى اشعاع هي المناطق الصحراوية من سطح الأرض بينما تقع مناطق استقبال أدنى اشعاع في المنطقتين القطبيتين.

وبالرغم من أن الأنواع المختلفة من السطوح على الأرض لها معاملات انبعاثية مختلفة، إلا أن كل هذه المعاملات تساوى أو تتجاوز ٠.٩٠ وتقل الأسطح الاصطناعية عن هذه القيمة قليلاً بينما تزيد الأسطح الزراعية عنها بقليل. أما الماء فهو أعلى منها كثيراً. وعند عمل حسابات تفصيلية لتوازن الطاقة لنوع معين من الأسطح أو حينما تتم المقارنة بين أسطح معينة، فإن هذه الاختلافات يجب أن تدخل في الحسبان. وعلى هذا فإنه - في كثير من الأحوال - يكون من الممكن افتراض انبعاثية واحدة لجميع أنواع الأسطح الأرضية، وأخرى للمياه، وفي الواقع فإنه في أحوال كثيرة يكون ممكناً افتراض أن سطح الأرض يعمل كجسم أسود بالنسبة للأشعة طويلة الموجة. ومثل هذه الافتراضات البسيطة ليست ممكنة بالنسبة للغلاف الجوى، فقيم الامتصاصية والاشعاعية له تختلف بشدة مع طول الموجة، كما أن هذه القيم تتوقف كذلك على كمية ودرجة حرارة وضغط الغاز المصدر للاشعاع.



شكل (١٠-٢) المتوسط السنوي لاشعاع الشمسي المستقبل على سطح كوكب الأرض (أي الاشعاع المباشر والمنتشر).

ويقوم كل غاز في الغلاف الجوي بامتصاص الطاقة المشعة في شكل سلسلة من المناطق (تعرف كذلك بالفترات) الطيفية الضيقة ذات أطوال الموجات المختلفة والتي تعرف باسم خطوط الامتصاص الطيفي، والشائع أن تضم هذه الخطوط معاً مكونة حزم امتصاص. ويتوقف موقع الحزم من المدى الطيفي للاشعاع وكذلك قوة الامتصاص على التركيب الجزيئي للغاز. فكلما زادت كمية الغاز وارتفعت درجة حرارته وكذلك كلما ارتفع الضغط الجوي الكلي، زاد اتساع هذه الحزم وازدادت كمية الامتصاص.

والغازات الرئيسية التي تقوم بالامتصاص في الغلاف الجوي هي بخار الماء وثنائي أكسيد الكربون - وإلى حد أقل كثيراً - غاز الأوزون، وتقع معظم حزم الامتصاص الكبيرة في منطقة الأشعة تحت الحمراء من مدى الطيف الإشعاعي (أي طول الموجة  $\leq 3$  ميكرومتر) وفي هذا الجزء يتم بعض الامتصاص من معظم أجزاء المنطقة وحيث تكتبث مقادير كبيرة من الطاقة (شكل ٣-٣)، ويكون الاستثناء الرئيسي هو المنطقة الواقعة بين ٨-١٤ ميكرومتر، وهي المنطقة التي تعرف باسم النافذة الجوية Atospheric Window. ونتيجة لهذه الخواص الامتصاصية فإن معظم الاشعاع طويل الموجة المنبعث من سطح الأرض يتم امتصاصه بواسطة الجوامعنا جزءاً صغيراً يمر عبر النافذة الجوية هذه عائداً إلى الفضاء. وينضم هذا الجزء الممتص من



الطاقة مع تلك الطاقة الممتصة في شكل موجات قصيرة لكي يسببان تدفلة الغلاف الجوى. وتدفع هذه التدفلة الجو إلى بث اشعاع هو الآخر ويحدث هذا الاشعاع في كل الاتجاهات، ولكن مرة أخرى - يمكن تبسيط ذلك بافتراض أن جزءاً من الأشعة يبت إلى أعلى لكي يرتد إلى الفضاء مرة أخرى، في آخر الأمر، بينما ينطلق جزء آخر إلى أسفل حيث يستقبله سطح الأرض كاشعاع ساقط (وارد) طويل الموجة. أما التعبير المكمل : الاشعاع الصاعد (الصادر) طويل الموجة فيمكن أن يشير إما إلى الطاقة (الاشعاعية) الصادرة من سطح الأرض أو تلك التي تليث من الغلاف الجوى إلى الفضاء.

وفي جو غائم كثير السحب، تحدث نفس التبادلات الأساسية للاشعاع، حيث أن وجود السحب يغير من اعتماد الانبعاثية على طول الموجة، ولعل الأثر الأكثر أهمية يتركز في أن السحب تقوم بإغلاق النافذة الجوية نظراً لامتناسية السحب الأكبر كثيراً في منطقة الأشعة تحت الحمراء. ويلاحظ هذا التأثير بسهولة عند مقارنة درجات الحرارة في أحد الأيام الغائمة كثيفة السحب مع درجات الحرارة في أحد الأيام الصافية. ففي وجود انسحب يحرق، إغلاق النافذة الجوية دون فقد الاشعاع طويل الموجة بكميات كبيرة، وهو ما يحدث في الدالة الثانية حينما تكون السماء صافية، ونتيجة لهذا يكون انخفاض درجات الحرارة في الليل. أما في الليالي كثيفة الغيوم منه في الليالي الصافية.

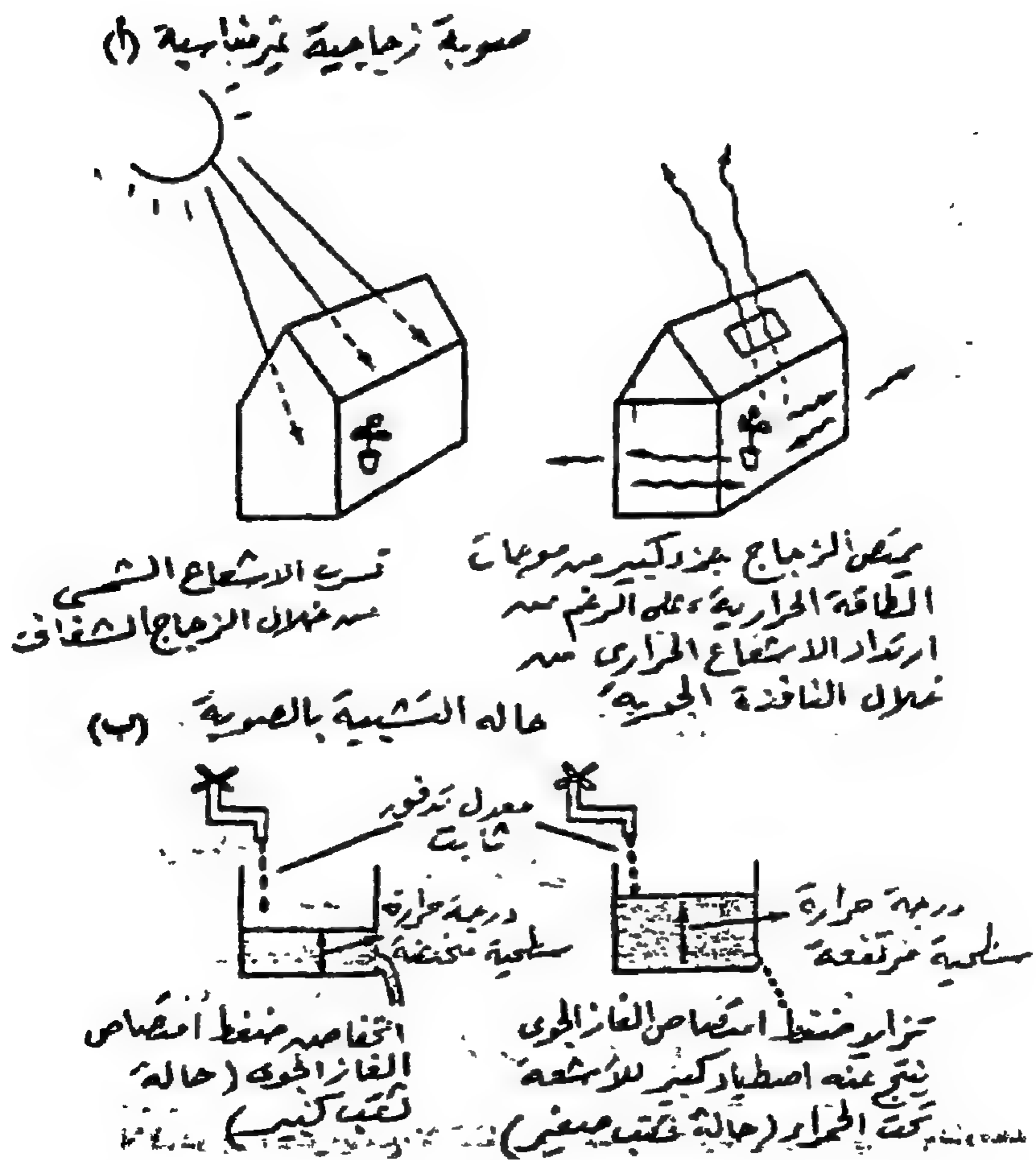
### الاحتباس الحراري (تأثير الصوبة Greenhouse Effect)

حيث أن الغلاف الجوى يكاد يكون شفافاً تقريباً بالنسبة لأطوال موجات الاشعاع الذي يبعثها الشمس بينما يقوم بامتصاص الاشعاع الأرضي (الاشعاع المنبعث من سطح الأرض) بشدة، فقد دفع هذا الأمر إلى إيجاد تشبيه - منذ زمن طويل - بين عمليات الغلاف الجوى وما يحدث في الصوبات، وأصبح تعبير تأثير انصوبة Greenhouse Effect الشائع يستخدم للدلالة على العمليات الجوية التي عن طريقها تمر الطاقة الشمسية إلى سطح الأرض دون عائق يذكر، وهو ما يؤثر على هذا السطح برفع درجة حرارته، الأمر الذي يدفعه إلى أن يبت - بدوره - اشعاعات طويلة الموجات تمتص بدورها في الأخرى بواسطة الغلاف الجوى الذي يعيد اشعاعها إلى السطح مرة أخرى. وتكون النتيجة النهائية أن سطح الأرض يبقى على درجة حرارة أعلى مما كان ليحدث لو أن الغلاف الجوى كان منفذاً (شفافاً) للأشعة طويلة الموجات كما هو بالنسبة للطاقة الاشعاعية قصيرة الموجة. ونحن نعلم الآن أن الصوبات تحتفظ بحرارتها الداخلية مرتفعة نتيجة لأن الجو الساكن بداخل الصوبة يقلل من عمليات الانتقال الدوامي للطاقة، بعيداً عن السطح وليس نتيجة لآلية اعتبارات متعلقة بالاشعاع.

ومكنا ورغم أن مفهوم تأثير الصوبة لا يزال سارياً (شكل ١١-٣ (أ)) وهاماً بالنسبة للجو، إلا أنه قد يكون من الأفضل النظر في العمليات الفيزيائية المتعلقة به على أساس فكرة الإناء



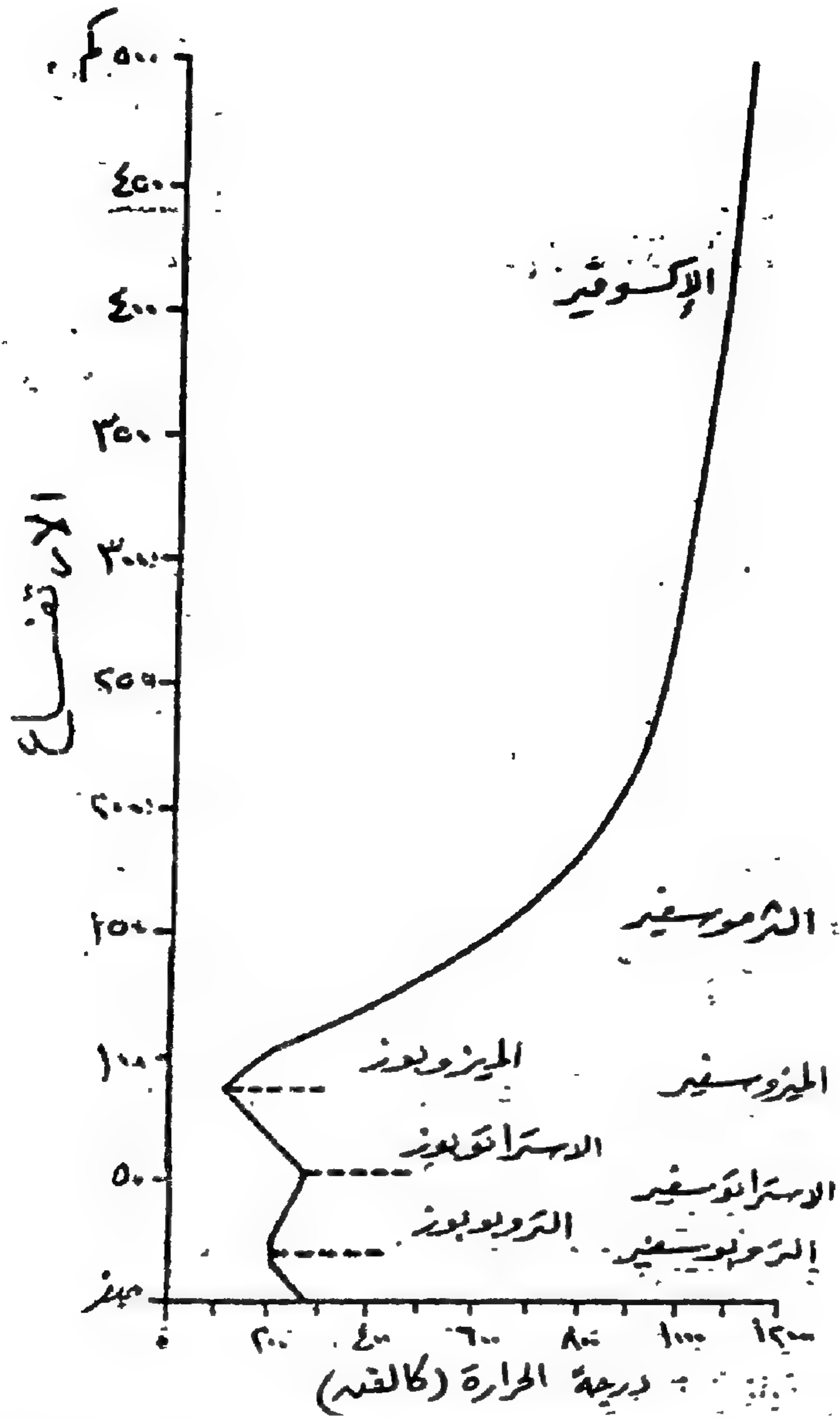
المثقوب، التي يصورها شكل ١١-٣ (ب) وفيه تمثل أية زيادة في كمية الغاز ذي الحزم الامتصاصية في منطقة الأشعة تحت الحمراء من المجال الطيفي للأشعاع بانكماش في حجم اللقب في الإناء، وبالتالي ترتفع درجة حرارة سطح الأرض - والتي يمثلها هذا ارتفاع سطح الماء بالإناء، مع استمرار دخول المزيد من الغازات الممتصة للأشعة إلى الجو، ولعل سبب الاهتمام الشديد بزيادة كميات ثاني أكسيد الكربون بالجو، على مستوى العالم كله، هو أنها قد تزيد من تأثير الصوبة، هذا مما قد يؤدي إلى مزيد من ارتفاع درجات حرارة سطح الأرض.



شكل (١١-٣) (أ) إحدى الصيغ (ب) فكرة الإناء المثقوب والتي يمكن استخدامها لتمثيل تأثير  
الغطاء، الجوي على درجة حرارة السطح.

البناء الحراري للغلاف الجوي

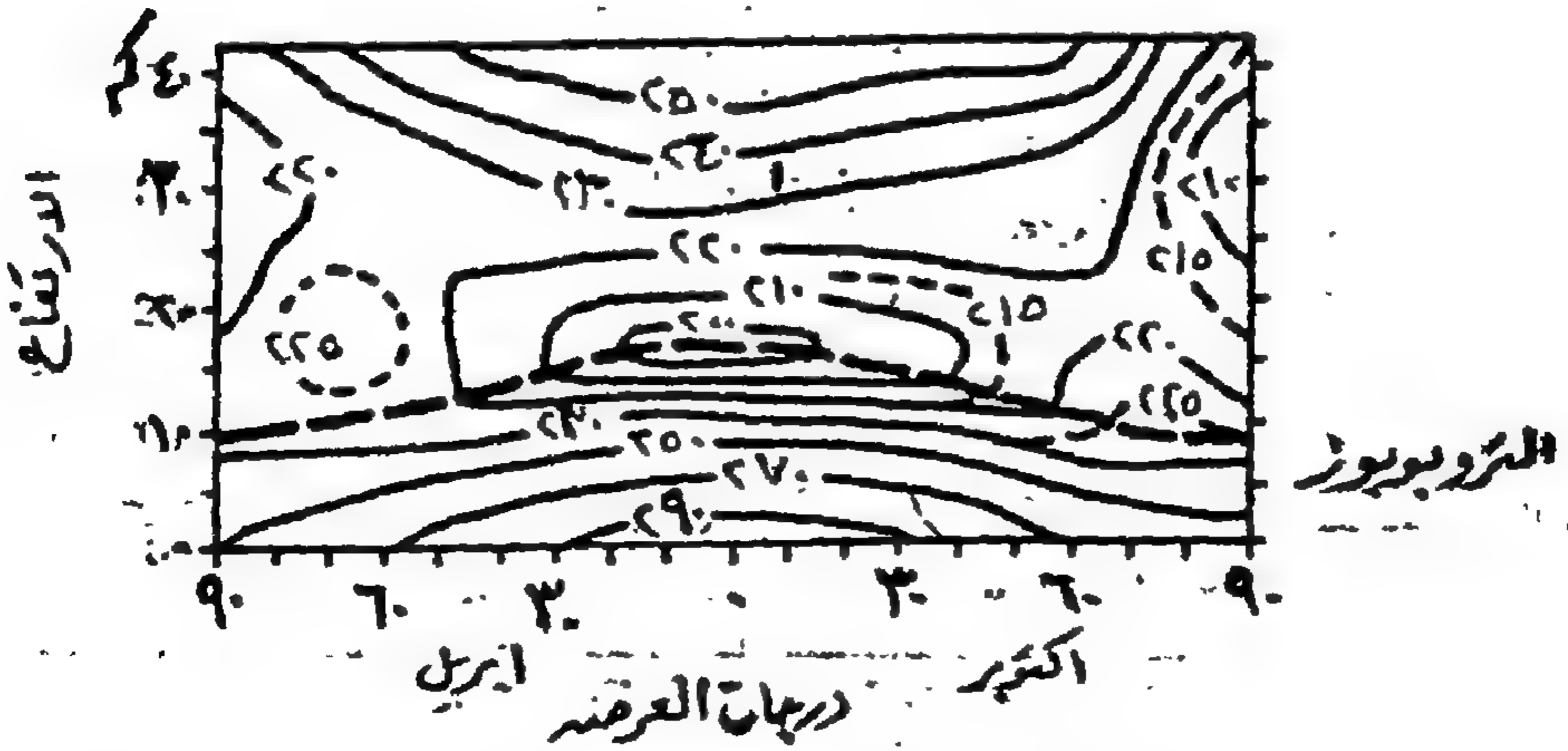
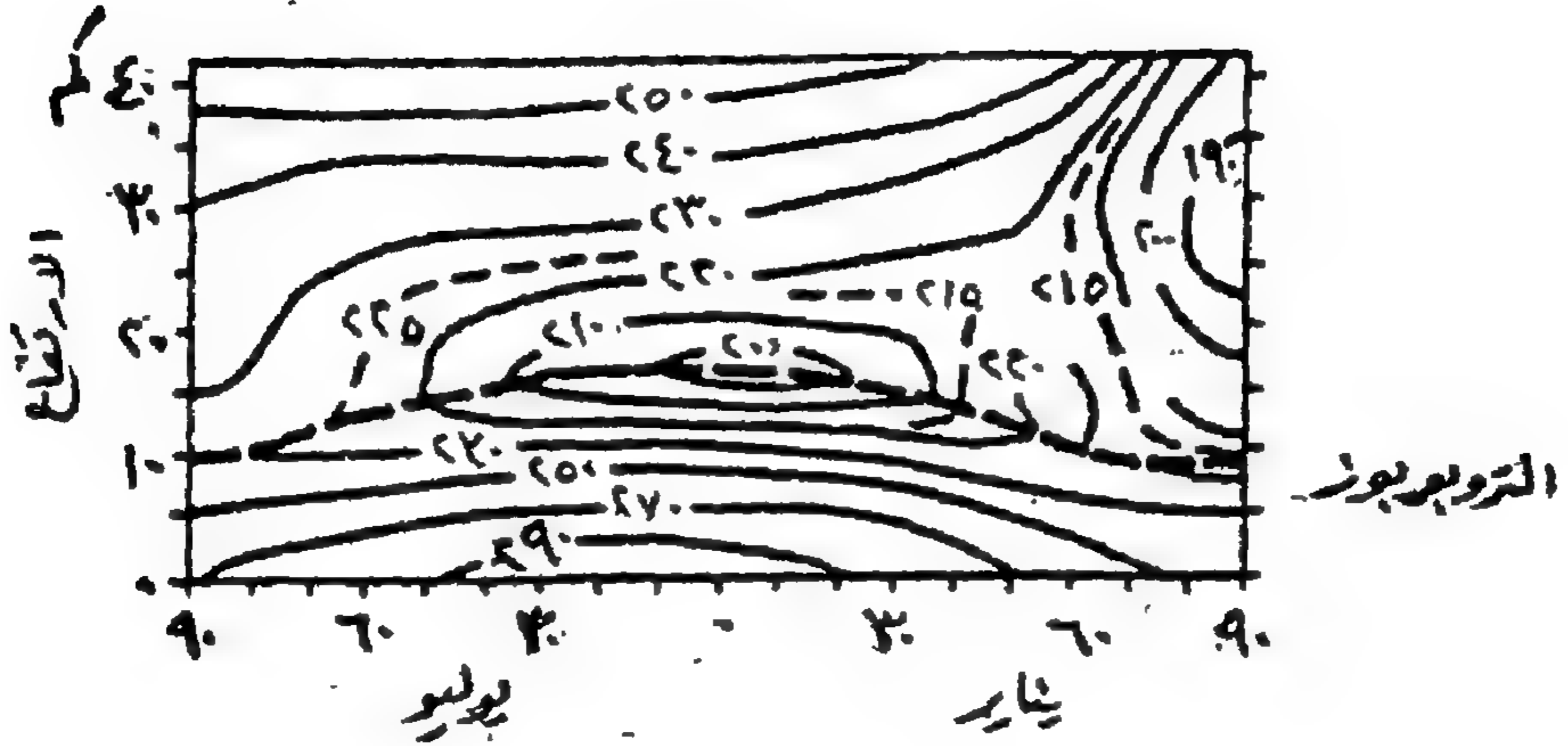
تتمثل إحدى النتائج الهامة لتبادلات الإشعاع في وجود تركيب حراري مميز في الجو.  
ويوضح القطاع الحراري المتوسط للجو (شكل ١٢-٣) أن هناك ثلاث مناطق رئيسية دافئة،



شكل (١٢-٢) اختلاف درجة الحرارة مع الارتفاع في الغلاف الجوي (تسمى أحياناً معدل التغير lapse rate). لاحظ المناطق الثلاث التي تزداد فيها درجة الحرارة حيث يحدث الامتصاص، (أ) السطح (الأشعة الشمسية المرئية والأشعة القريبة من تحت الحمراء)، (ب) المنطقة السفلى من الاستراتوسفير (امتصاص الأشعة فوق البنفسجية بواسطة الأوزون)، (ج) الترموسفير (امتصاص الطاقة العالية الذي يسبب عملية التأين).

وهي المناطق التي يمتص فيها الإشعاع بشكل مباشر: سطح الأرض، وطبقتي الاستراتوسفير والثيرموسفير وتؤدي مناطق الامتصاص تلك إلى نشأة سلسلة من الطبقات المميزة، والتي ينتج

عنها وجود تدرجات حرارية واضحة في الجو، وتنفصل هذه الطبقات عن بعضها - كما ذكرنا - بواسطة مستويات فصل ينعكس فيها اتجاه التدرجات الحرارية. ولقد عرفنا أن أسباب «تسخين» سطح الأرض ترجع أساساً إلى الامتصاص السطحي للإشعاع، أما التسخين في المنطقة السفلى من طبقة الاستراتوسفير فإنه يرجع إلى امتصاص الأشعة فوق البنفسجية عالية الطاقة بواسطة غاز الأوزون. أما في طبقة الأيروسفير فإن التسخين يحدث نتيجة للتفاعل بين الإشعاع ومكونات الجو الموجودة في تلك الطبقة، في عملية تعرف باسم التأين الفوتوني photo-ionisation.

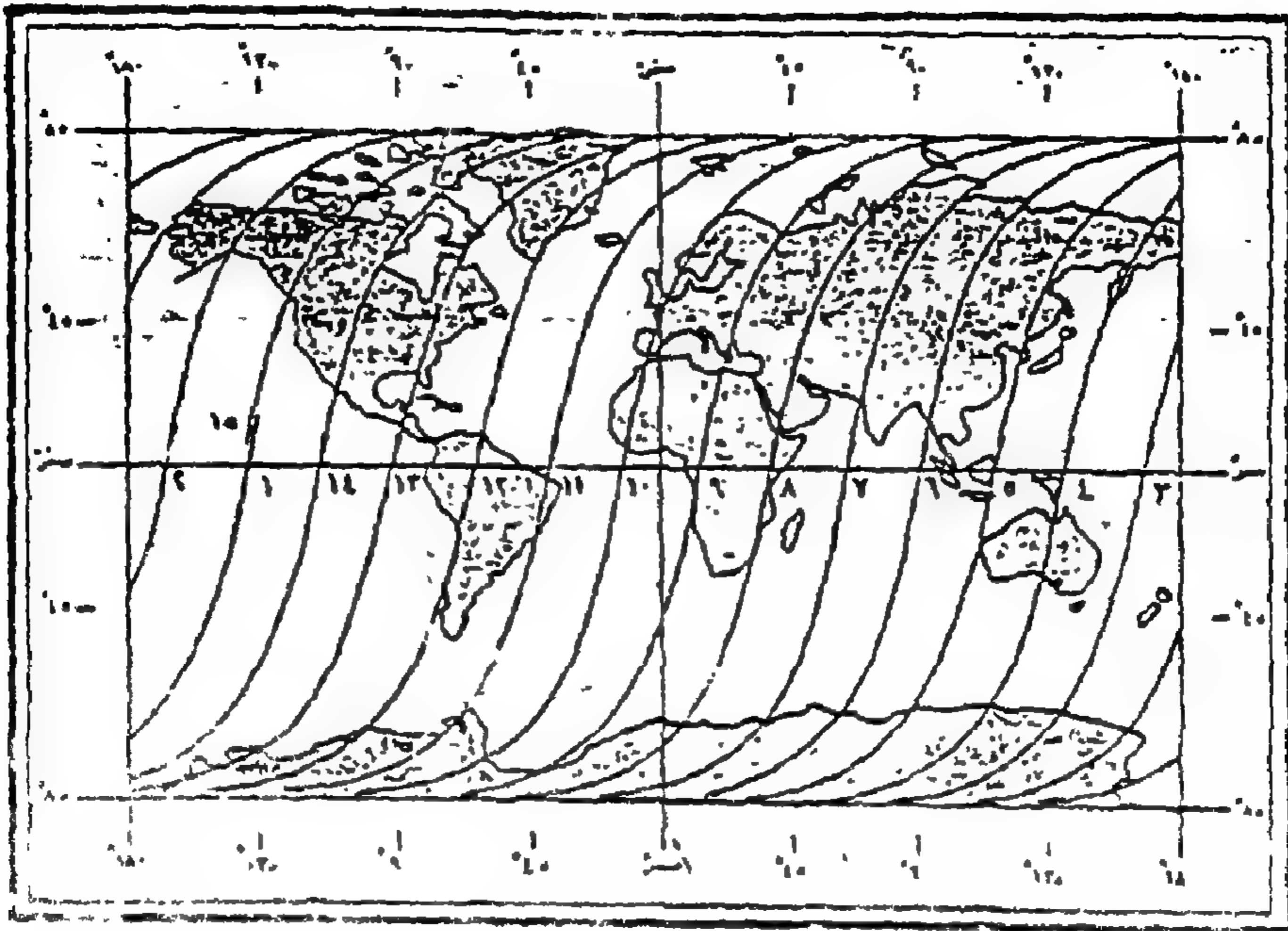


شكل (١٢ - ٢) البناء الحراري الموسمي والمرتبطة بدوائر العرض للنصف الشمالي لكوكب الأرض.

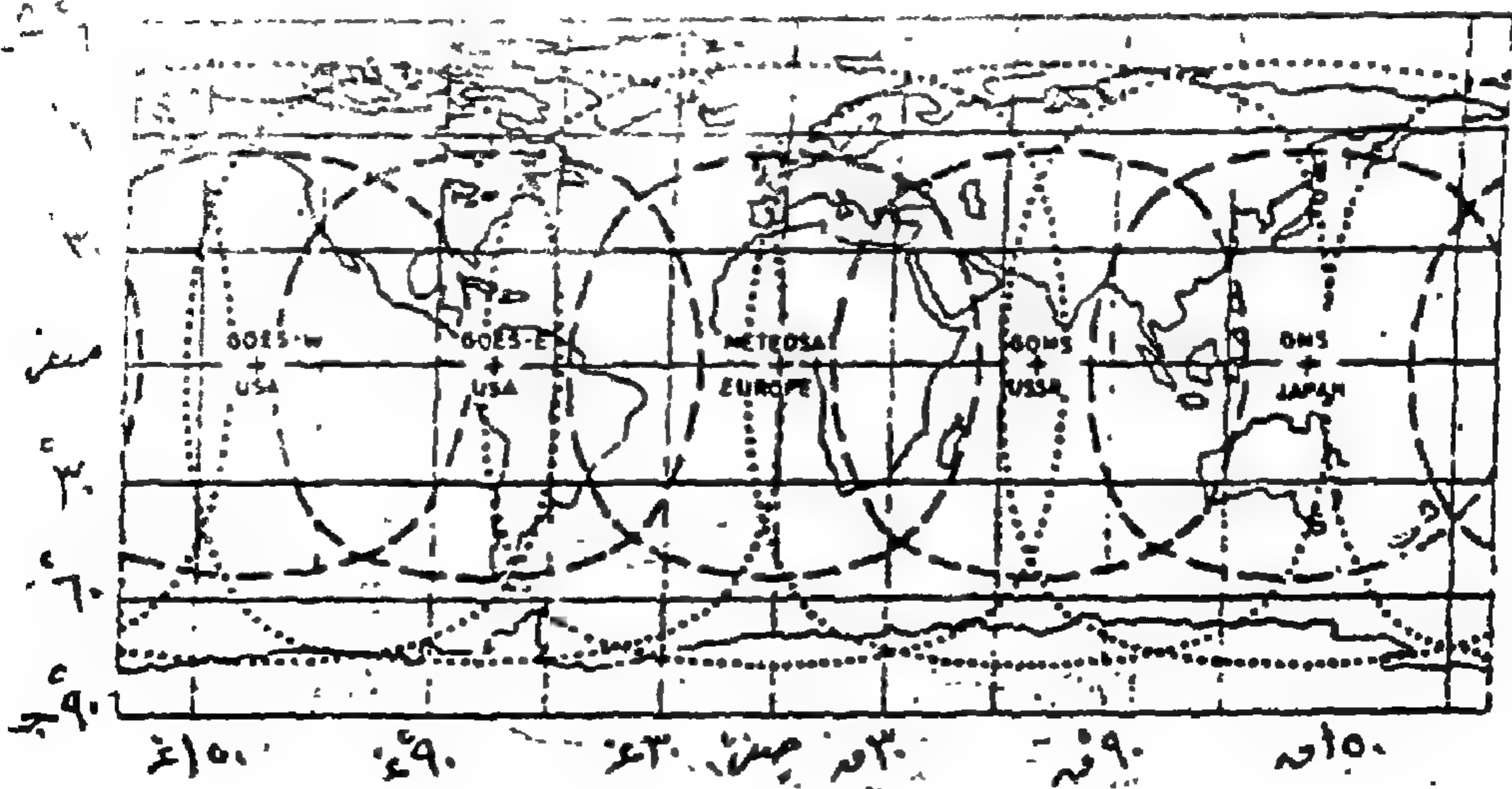
وتحدث معظم النشاطات والتفاعلات التي ترتبط بالمناخ في طبقة التروبوسفير بين سطح الأرض وأعلى هذه الطبقة. ويوجد حوالي ٨٠٪ من كتلة الغلاف الجوي في هذه المنطقة وهي أيضاً المنطقة التي يتميز الجو فيها بتناقص في درجات الحرارة مع الارتفاع، وتحدث ميكانيكية



## المسارات النموذجية للأقمار الاصطناعية قطبية المدار (أ)



## تغطية الأقمار الاصطناعية الشاهية



نقطة التصوير والارتدادات  
نقطة التغير داخل هذه المناطق في كل بيانات كمية

شكل (١٤-٢) التغطية المساحية (المسح) بواسطة الأقمار الاصطناعية في حالة (أ) الأقمار الاصطناعية قطبية المدار و (ب) الأقمار الاصطناعية ذات المدار الأرضي الثابت.

التسخين السائدة عن طريق الامتصاص السطحي للأشعاع الشمسي ثم إعادة الإشعاع من سطح الأرض. ويختلف ارتفاع سطح هذه الطبقة - التروبوز - مع دائرة العرض، والفصل من السنة حيث يكون أعلى ارتفاعاً عند خط الاستواء عنه عند القطبين. وكذلك يكون أعلى في نصف الكوكب الواقع في فصل الصيف عنه في ذلك الواقع في فصل الشتاء (شكل ١٢-٣). ويتحدد التركيب التفصيلي لطبقة التروبوسفير لوقت معين ولمكان معين بالمستويات التي يحدث عندها الامتصاص الإشعاعي كما أنه يتأثر بالحركات الرأسية في الجو.

### رصد الإشعاع من الفضاء

تقوم الأقمار الاصطناعية برصد تدفقات الإشعاع التي تغادر سطح الغلاف الجوي، ونظراً لأن هذه الأقمار يمكن أن تمر في مدارات مختلفة متعددة، وحيث أن لها مجالات رؤية مختلفة ولأن حساسيتها تغطي مجالات مختلفة من أطوال الموجات فإن هذه الأقمار تستطيع إعطاء أنواع مختلفة ومتعددة من المعلومات، فتكون بهذا مكملة للقياسات السطحية لاسيما من حيث قدرتها على إعطاء قياسات منتظمة ومتكررة لمساحات شاسعة من كوكب الأرض (شكل ١٣-٣).

### الأقمار الاصطناعية ذات المدارات القطبية

تطلق الأقمار الاصطناعية عموماً إلى مدار قطبي Polar Orbit أو قرب قطبي أو تطلق إلى مدار أرضي ثابت Geostationary Orbit. وفي المدارات القطبية يكون القمر الاصطناعي على ارتفاع يتراوح من ٥٠٠ - ١٥٠٠ كيلومتر فوق سطح الأرض، ويقطع هذا المسار المداري خط الاستواء في اتجاه عمودي بزاوية قدرها ٩٠° تقريباً. وتكون مدة الفترات المدارية المميزة لهذا النوع ٩٠ دقيقة، حيث يمر القمر الاصطناعي في كل مدار مباشرة فوق أو قريباً من كلا القطبين. وهذه الأقمار الاصطناعية تكون عادة متوافقة مع الشمس وهذا يعنى أنه مع دوران الأرض فإن المدار الجديد يمر بمنطقة واقعة عند نفس التوقيت المحلي المماثل لتوقيت المنطقة التي كان القمر يراها في المدار السابق. وعلى هذا فإن نصف كل مدار يقع على الجانب المظلم - أو جانب الليل - لكوكب الأرض. ويستطيع القمر الاصطناعي القطبي المجهز لقياسات الأرصاد الجوية أن يغطي مجالاً للرؤية شاسعاً لدرجة أنه يكفي حوالي ١٥ مداراً فقط لتغطية كوكب الأرض بأكملها بحيث يتم مسح أي موقع معين مرتين في اليوم تقريباً.

وتدور الأقمار الاصطناعية ذات المدار الأرضي الثابت في مدارات أعلى كثيراً من مدارات الأقمار القطبية حيث تكون على ارتفاع ٣٥٤٠٠ كيلومتر فوق سطح الأرض في المستوى المدار بخط الاستواء بحيث تظل متوافقة مع كوكب الأرض وتبقى بذلك في موقع ثابت بالنسبة لسطح الأرض طول الوقت، ونظراً لارتفاعها الشاهق فإن هذه الأقمار تقوم برؤية قرص الأرض الكامل وتكون المرئية التي تحصل عليها أقل وضوحاً بكثير من الأقمار الاصطناعية قطبية المدار.



ونتيجة لانحناء سطح كوكب الأرض فإنه من الصعب على هذه الأقمار تغطيه دوائر العرض الأعلى من ٤٥ - ٥٠ درجة. وتقوم هذه الأقمار عادة بقياس تدفقات الاشعاع فوق هذا القرص بالكامل مرة كل ٣٠ دقيقة.

### أجهزة القياس بالأقمار الاصطناعية:

تقاس الاشعاعات عموماً في شكل سلسلة من الفترات الطيفية spectral intervals، وعدد هذه الفترات يختلف من قمر إلى قمر آخر. وهناك منطقتان ذاتا أطوال موجات موجودة في حزمة عريضة، احدها يقع في مدى المجال الطيفي الشمسي (٠.٣ - ١ ميكرومتر) وأخرى تقع في منطقة النافذة الجوية Atmospheric Window (١٠ - ١٢ ميكرومتر تقريباً) تستخدمان عادة لتحديد مجالات السحب وقياسات الرياح ودرجات حرارة سطح الأرض. وبالإضافة لهذا فهما تمثلان المصدر الوحيد للمعلومات فيما يتعلق بمعامل الانعكاس Albedo لكوكب الأرض وكذلك صافي الاشعاع. وتستطيع أجهزة القياس التي يمكنها الاستجابة إلى فترة طيفية ضيقة أن تقدم معلومات مناخية أكثر تخصصاً وتحديداً، فعلى سبيل المثال يستطيع جهاز قياس sensor مركز على طول موجة مقداره ٦.٣ ميكرومتر - وهي حزمة خاصة بامتصاص بخار الماء - أن يقيس مقدار الامتصاص في عمود من الغلاف الجوي، حيث يتم ربط هذا القياس بمحتوى بخار الماء في ذلك العمود. وبالمثل فإن هناك مجموعة من الحزم الضيقة في منطقة الأشعة تحت الحمراء ومنطقة أشعة الميكرويف من المجال الطيفي، مثل هذه الحزم يمكن أن تستخدم من أجل الحصول على قطاعات التوزيع الحراري الرأسية، ممثلة بذلك إضافة عظيمة لقياسات أجهزة الراديو سوند.

### ميزانية الاشعاع لكوكب الأرض:

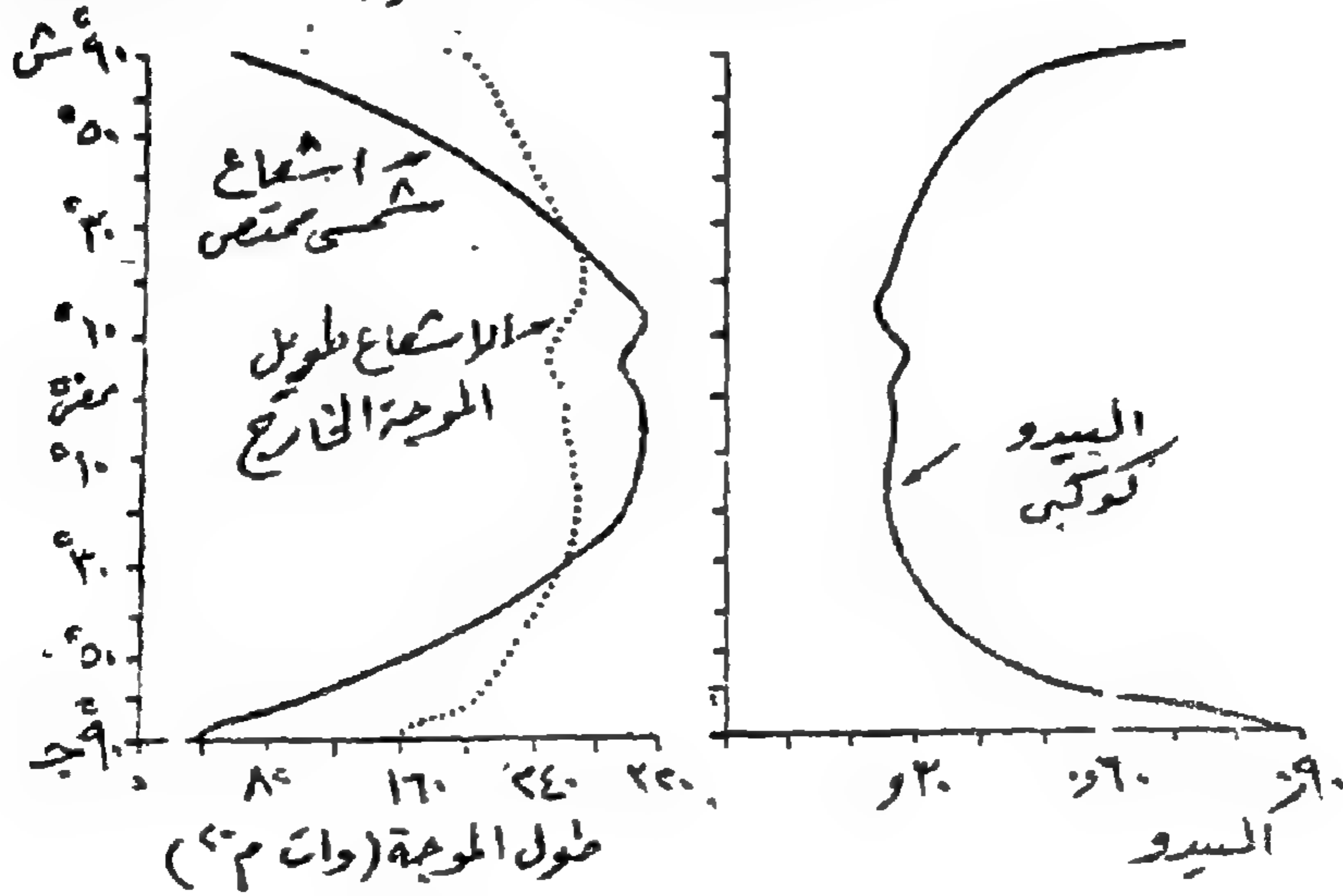
تتساوى تقريباً كميات الاشعاع الشمسي الساقطة على سطح الغلاف الجوي مع كمية الاشعاع الطويل الموجة المتجه إلى الفضاء (الاشعاع الصادر أو المرتد) وذلك على مدى زمني يبلغ عدة سنوات. وعلى هذا فإن هناك ميزاناً للاشعاع على مستوى كوكب الأرض (شكل ٣-٣). وهناك اختلافات بسيطة تحدث من عام إلى عام من بينها على سبيل المثال تلك الاختلافات الناتجة عن تغيرات كميات الطاقة الصادرة من الشمس نفسها، غير أن هذا التوازن يجب أن يظل باقياً إذا أريد للمناخ - أن يبقى مستقراً. ومن المؤكد أن حدوث خلل لهذا التوازن ولو بقدر طفيف إذا ما استمر لمدة طويلة من شأنه أن يؤدي إلى تغيرات مناخية كبيرة. وفي واقع الأمر فإن هذا بالتحديد يعد أحد الأسباب الرئيسية للتغير المناخي الذي حدث ويحدث عبر عمر الأرض الطويلة.

ويعرف توازن الطاقة بأنه ظاهرة تتعلق بكوكب الأرض كله فليست هناك منطقة معينة متوازنة اشعاعياً، بل أن خلل هذه التوازنات على المستوى المحلي هو الذي يؤدي إلى المناخ



الذى نعرفه والخلل فى التوازن الاشعاعى عند كل دائرة من دوائر العرض يظهر بوضوح عند مقارنة متوسط قيم الاشعاع الشمسى الممتصة عند دائرة عرض معينة بمقدار الأشعة تحت الحمراء لصادرة عن تلك المنطقة (شكل ١٥-٣). ويتأثر مقدار الطاقة الشمسية الممتصة بكل من الكمية الكمية للاشعاع الساقط ومعامل الانعكاس للسطح، ولذلك فإنه عند دوائر العرض العليا تؤدي سيادة مساحات من الجليد والثلوج - عن طريق الانعكاس - إلى حدوث مزيد من التقليل للاشعاع الشمسى المنخفض أصلاً. وبالمثل فإن معامل الانعكاس المرتفع فى المناطق الواقعة مباشرة شمال خط الاستواء والناجمة عن وجود كميات كبيرة من السحب - وهو سمة مميزة لهذه المناطق - يؤدي إلى خفض معدلات امتصاص الاشعاع الشمسى فى تلك المناطق كذلك.

المتوسط الطاقى السنوى (يونيو ١٩٧٤ - فبراير ١٩٧٨)



شكل (١٥-٢) متوسط عناصر موازنة الاشعاع الخاص بكوكب الأرض عبر دوائر العرض فى الفترة من يونيو ١٩٧٤ إلى فبراير ١٩٧٨:

وعلى عكس التدرج الكبير فى كميات الاشعاع الممتصة بين منطقة خط الاستواء ومنطقة القطبين فإن هناك تدرجاً طفيفاً فقط بين تلك المناطق فيما يتعلق بالاشعاع الصادر طويل الموجة. وهذا يعنى أن التدرج الحرارى بين خط الاستواء وأحد القطبين هو فى الواقع أقل بكثير مما نتوقعه عندما نبلى استنتاجنا على كميات الاشعاع الشمسى الساقطة وحدها. وفى الواقع فإن الظروف المناخية السنوية المتوسطة عند كل دائرة من دوائر العرض هي أكثر لطفاً مما لو كانت كل من هذه المناطق فى حالة توازن اشعاعى. فالغلاف الجوى يقوم بإعادة توزيع الطاقة بكفاءة عالية، فالمناطق الواقعة عند دوائر العرض القريبة من خط الاستواء تتعرض للتبريد عندما تنتقل الطاقة منها إلى المناطق الواقعة عند دوائر العرض الوسطى والعليا والتي تكتسب بدورها كميات

من الطاقة تؤدي إلى تدفقتها. وتعد عملية إعادة توزيع الطاقة نتيجة مباشرة للتدرج الحرارى من دائرة الاستواء إلى القطبين والتي هي بدورها نتيجة لاختلال التوازن الاشعاعى عبر دوائر العرض. وتتم عملية انتقال الطاقة بين دوائر العرض عن طريق تدفقها الأفقى من خلال الدورات الجوية والمحيطية. وفى الحقيقة فإن تلك العمليات تتم بطريقة تعبر عن سعى النظام ككل للوصول إلى اتزان شامل للطاقة مدفوعاً فى ذلك بحالات عدم التوازن الاشعاعى السائدة بين مناطق المختلفة.

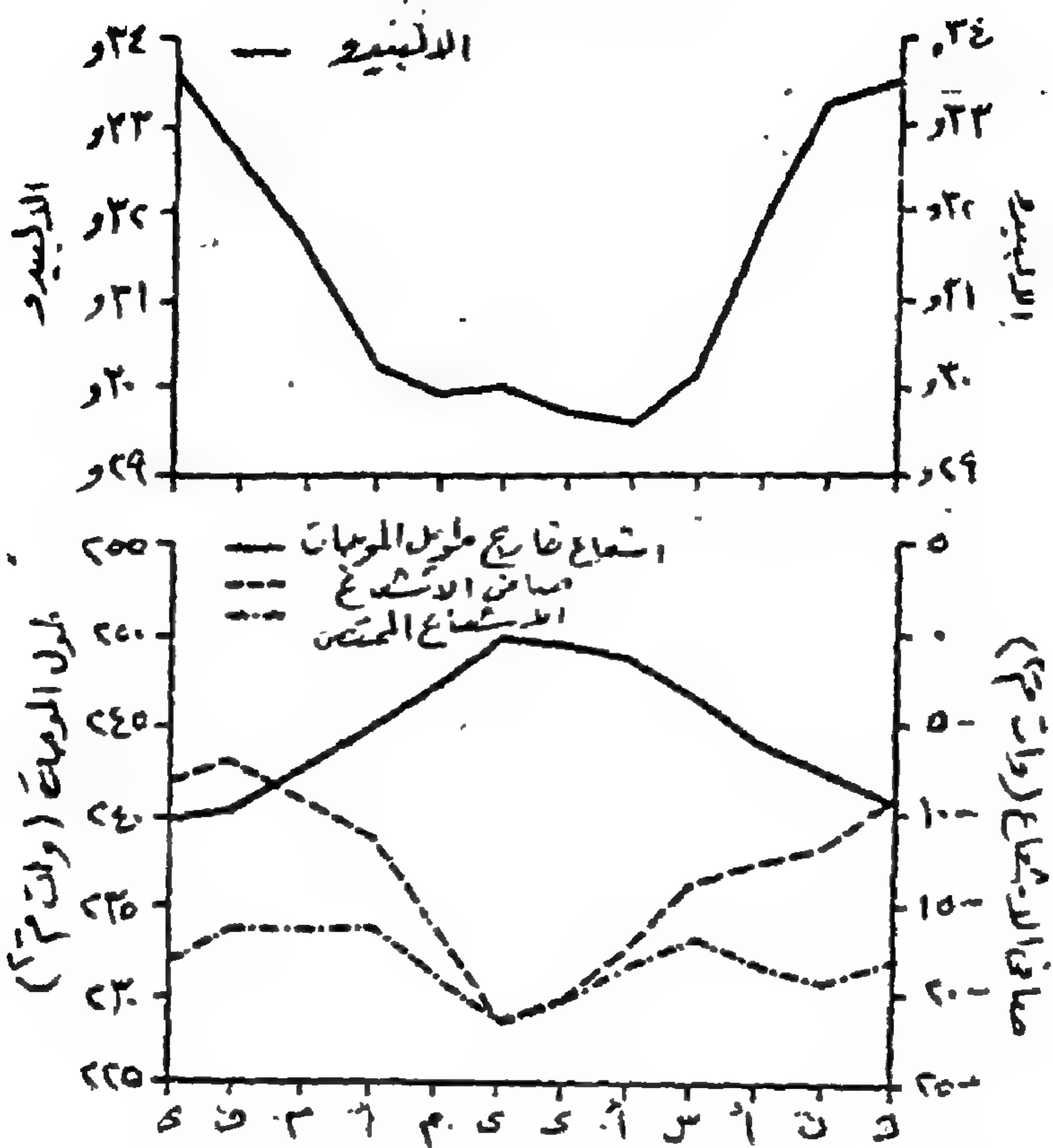
### الاختلافات الموسمية للتدفق الاشعاعى

من الضرورى الأخذ فى الحسبان الاختلافات الموسمية للتدفق الاشعاعى عند تناول متوسطاتها السنوية وذلك لاستكمال عملية موازنة الاشعاع بالنسبة للأرض. وتشير النتائج التى تجمعها الأقمار الاصطناعية قطبية المدار إلى أن الموازنة الموسمية لكوكب الأرض هي دالة قوية للاختلافات فى معامل الانعكاس (شكل ١٥-٣) إذ يصل ملحنى الانعكاس إلى قيمة عظمى فى شتاء نصف الكوكب الشمالى مؤكداً بذلك أهمية اختلافات الغطاء الجليدى والثلجى الموسمى بالنسبة لهذا الجزء من الأرض. ولأسباب مماثلة فإن كميات الاشعاع طويل الموجة المنبعثة تصل إلى حد أقصى فى صيف نصف الكوكب الشمالى. وتظهر معدلات الامتصاص الشمسى تغيرات موسمية أقل حدة، وعلى هذا فإن صافى الاشعاع الناتج على مستوى كوكب الأرض يكون عند أقصى قيمة له فى شتاء نصف الكوكب الشمالى.

ورغم أن هذه النتائج العامة بخصوص التباينات الموسمية وكذلك الاختلافات المتعلقة بدوائر العرض تعد ذات أهمية كبرى فى فهم ديناميات المناخ إلا أنه كثيراً ما يكون ضرورياً اعتبار التوزيع المكانى الفعلى لمكونات الميزان الاشعاعى. فقد تواجه بعض التغيرات الطفيفة لأحد العناصر فى منطقة ما - على سبيل المثال - بتغيرات أخرى فى اتجاه معاكس فى منطقة أخرى تقع على نفس دائرة العرض مما يؤدي إلى معادلة هذه التغيرات وإزالة تأثيرها بحيث تبقى المتوسطات العامة لهذه المناطق دون تغير. رغم أن هذا التغير قد تكون له آثار هائلة على ديناميات الجرع على كس من المستوى الأرضى. ويمكن الحصول على قياسات ومعلومات خاصة بأماكن معينة من الأقمار الاصطناعية إلا أن مثل هذه القياسات يجب أن تعامل بحرص وحذر. فالقدر المناخ من القياسات المماثلة هو قدر محدود لسعظم الأماكن ولذا يصعب تقدير متوسطاتها الزمنية، وزيادة على هذا فإن تقنية الأقمار الاصطناعية رغم تطورها الهائل فإنه من الصعب أحياناً معرفة ما إذا كانت الاختلافات المقاسة هي نتيجة لتغيرات مناخية بالفعل أم نتيجة لعوامل أخرى تؤثر على أجهزة المقياس فى تلك الأقمار.

وكما سبق القول تقع المناطق ذات معامل الانعكاس albedo العالى فى المنطقتين القطبيتين من كوكب الأرض على مدار العام. وكذلك فإن الانعكاسية العالية لصحراء شمال أفريقيا هي انعكاسية عالية دائمة، إلا أن مناطق أخرى، ذات معامل انعكاس مرتفع كذلك، فى المناطق المدارية ودون المدارية كمناطق شرق المحيط الهادى وكذلك مناطق أمريكا الجنوبية، تختلف

الموسم العالمي للإشعاع،



٢٠١٦-٢٠١٧ دورة الأنبياء والسيرة، الإشعاع طويل الموجة الخارج (وات م<sup>٢</sup>)، الإشعاع الشمسي الممتص (وات م<sup>٢</sup>)، وصول الإشعاع (ممتص - خارج، وات م<sup>٢</sup>) تبعاً لبيانات الأقمار الاصطناعية على مدى ٤٥ شهراً والمستخدم في شكل ١٥-٢.

مواقعها من فصل إلى آخر. وينعكس هذا الاختلاف في توزيع الاشعاع طويل الموجة المرتد، حيث تقل قيمته باتجاه القطبين على مدار السنة، ولكن مع تغييرات موسمية ملحوظة في المناطق المحصورة بين دائرتي عرض ٣٠ شمالاً و ٣٠ جنوباً. وهذه النتائج المشتقة من قراءات الأقمار الاصطناعية يمكن أن تؤدي إلى استنتاج أنماط مكانية واقعية، وأن تعكس كذلك التغيرات الزمنية. فعلى سبيل المثال يشير شكل ١٦-٣ إلى أن صافي الاشعاع المتوسط السنوي للأرض هو حوالي ١٣ وات م<sup>-٢</sup> ( $-13 \text{ Wm}^{-2}$ ) بينما قد سبقت الإشارة إلى أن هناك ميزاناً طويل المدى للاشعاع الخاص بالأرض. وقد يرجع هذا التعارض - جزئياً - إلى القصر النسبي من الفترات الزمنية التي يشملها القياس. كما أن محصلة نتائج مأخوذة عبر الخمس وعش الماضية تدل على أن مقدار الاشعاع الطويل الموجة الخارج



٢٥ وات م-٢، وأن معامل الانعكاس يبلغ ٠.٣١٠. كما أن الأخطاء قد تتبع كذلك من طريقة تحليل الملاحظات والقياسات ذاتها الصادرة عن الأقمار الاصطناعية. كما أنها قد ترجع كذلك إلى طرق قياس غير ملائمة أصلاً. ورغم كل هذه المشكلات الممكنة والمرتبطة بالنتائج لماخوذة عن الأقمار الاصطناعية إلا أن قياسات الأقمار الاصطناعية موجودة الآن لفترة تكفي لإعطاء نتائج أكثر دقة، وبالتالي تقدم وصفاً أكثر ثباتاً لمناخ الأرض. ورغم أن عملية تنقية القراءات والبيانات مستمرة مع الحصول على المزيد منها، إلا أن النتائج الحالية تمكننا - لأول مرة - من رؤية صورة متكاملة لميزانية الاشعاع لكوكب الأرض بأكمله.

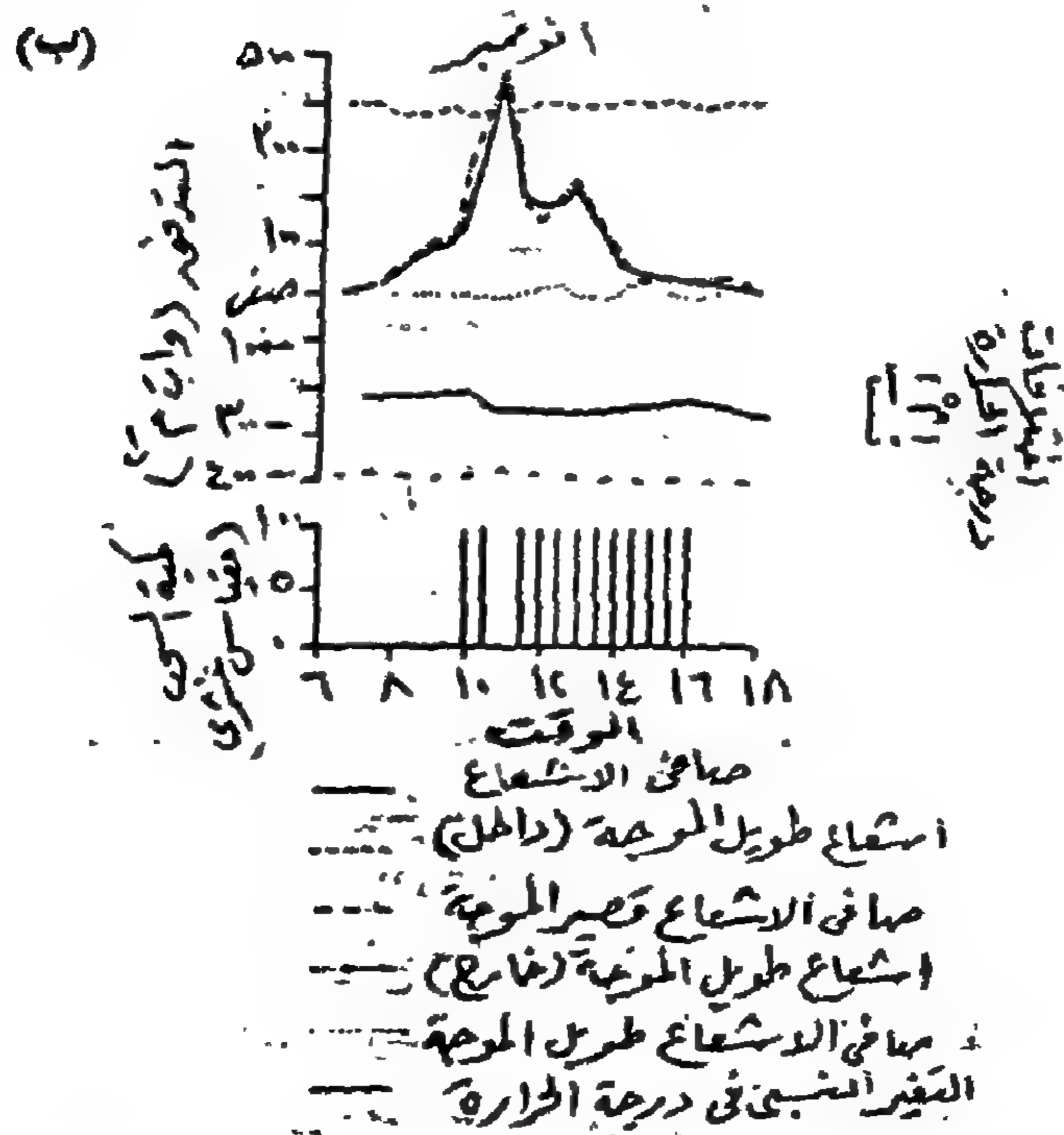
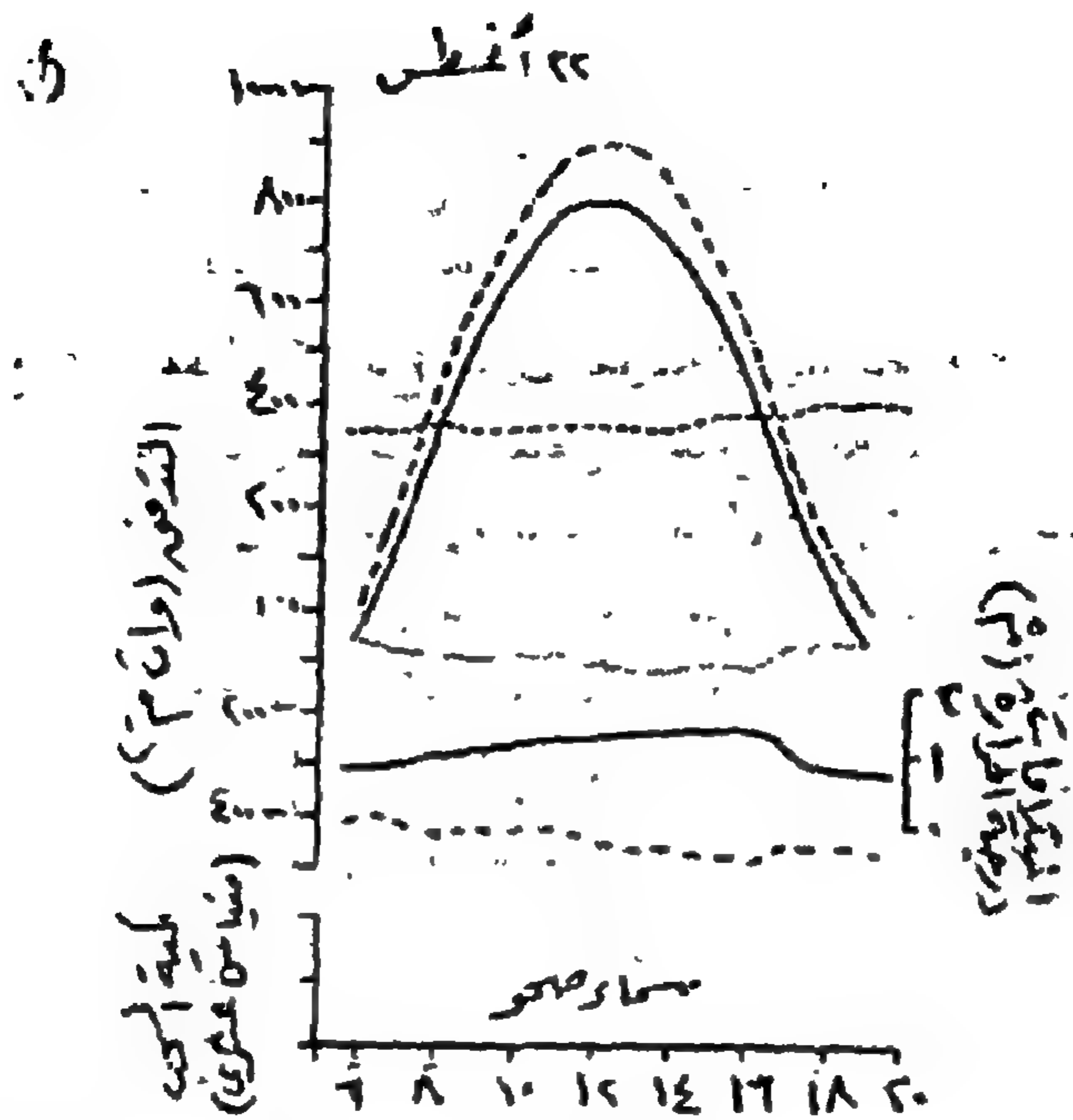
### ميزانيات الاشعاع السطحي

يمثل سطح الأرض موقعاً لأكثر تحولات الطاقة أهمية في نظام تدفق الطاقة للأرض والتي تقوم أساساً على امتصاص الأشعة الشمسية وبث الأشعة تحت الحمراء، ويخضع سطح الأرض ذاته إلى توازن للطاقة بحيث أنه - على مستوى متوسط سنوي لكوكب الأرض - يتساوى مقدار ما يصل لسطح الأرض مع مقدار ما يبتث منها من الطاقة. ويجدر بالذكر هنا أنه من غير الملائم أن نفكر في التدفقات "الاشعاعية"، فقط، لتدفقات الحرارة الكامنة latent heat والمحسوسة sensible heat كما يوجد في شكل (٢-٣) - وهذا ليس، من "دور الاشعاع"، يستد أن يؤخذ في الاعتبار - وعلى هذا - التوازن الذي هو "محاكي حقيقي". ويمكن من المفيد أن تأخذ في الحسبان الكميات الكلية للاشعاع لكل طول موجة السطح، أو صافي الاشعاع السطحي.

### الدورة اليومية لميزانية الاشعاع

يأتي الإشعاع من مصدر "الاشعاع" وبما أنه يختلف من أشكال التدفق على المستوى العام للأرض، وكذلك تغير "المصدر" الذي هو الأرض، على غرار ما نلاحظه على مستوى كوكب الأرض ككل، إلا أننا نلاحظ هنا أن هناك تغيرات على المستوى اليومي. وبشكل عام فإن الأشعة قصيرة الموجة تتركز فيكون التدفق لـصافي الاشعاع الأكثر تغيراً من حيث المقدار. فهذا الجزء من الاشعاع يختلف مع دوائر العرض والموسم من السنة، وكذلك مع الوقت من اليوم.

ويوضح شكل (٣-١٧) حالة نمطية للتغيرات اليومية لموقع في منطقة العروض الوسطى. ويمثل شكل (٣-١٧) (أ) حالة من المنحرف الجوية الصافية عديمة السحب، بينما يمثل الشكل (٣-١٧) (ب) يوماً كانت فيه السحب متفرقة ومتقطعة الظهور في بداية الصباح إلى أن تحولت إلى ظلام تام في فترة بعد الظهر. ومن الشكل يتضح أن يكون صافي الأشعة يأخذ شكلاً متوافقاً تماماً مع كون الاشعاع الساقط، مع انخفاض في مقدار التغير بتأثير معامل الانعكاس السطحي. ويلاحظ أيضاً أن الاشعاع الطويل الموجة الساقط أقل تغيراً بكثير. ويتغير مقدار الاشعاع - معتمداً في ذلك على درجة حرارة، ورطوبة الهواء الموجود أعلى السطح - من خلال تأثير بعض العوامل مثل الحركات الأفقية المرتبطة بالرياح. وكذلك يلاحظ أن صافي الاشعاع الكلي يتبع صافي الاشعاع القصير الموجة بشدة، ويكون ذلك أكثر وضوحاً في حالة الجو الصحو الخالي من السحب (شكل ٣-١٧ (أ))، وهكذا فإنه لا يمكن التنبؤ بنمط يومي محدد على ضوء معلومات



شكل (١٧-٢) الاختلافات اليومية في مكونات موازنة الإشعاع السطحي فوق بحيرة أونتاريو Lake Ontario في (أ) يوم صافٍ، و (ب) يوم غائم بالسحب جزئياً.

الاشعاع وحدهما. ولو كانت هناك حركة قليلة نسبياً من الهواء فإنه يتوقع حدوث زيادة في الاشعاع طويل الموجة الساقط في فترة بعد الظهر، وعندما تكون حرارة الجو قد ارتفعت نتيجة لامتصاص طاقة الشمس مباشرة، وكذلك نتيجة لانتقال الحرارة من سطح الأرض إلى الجو. كما أن حرارة سطح الأرض نفسها سوف ترتفع عن طريق امتصاص الاشعاع، ونتيجة لذلك للتسخين فإن مقدار الأشعة طويلة الموجة المرتدة سوف يختلف.

أما الوقت الذي يبلغ عنده مقدار الاشعاع طويل الموجة المرتد أقصاه فيكون بعد الوقت الذي تصل فيه الفرق بين الاشعاع الساقط والمرتد أي صافي الاشعاع (وله إشارة موجبة أو سالبة) إلى أقصى قيمة له، ويرجع ذلك إلى أن التسخين سيحدث طوال الفترة التي سيكون فيها صافي الاشعاع موجباً. أما في الليل فإن المتوقع أن تكون قيمة صافي الاشعاع سالبة. وتكون الأشعة النشطة هي الأشعة طويلة الموجة فقط، وبذلك تتوقف قيمة صافي الاشعاع على درجة حرارة السطح. وهكذا فإن المتوقع هو أن تزداد معدلات الفقد في الأشعة طويلة الموجة في الليالي الصافية عنها في الليالي التي تغلق فيها السحب النافذة الجوية.

ورغم أن درجة حرارة السطح تعكس أثر صافي الاشعاع، إلا أن درجة الحرارة تتأثر وتتغير بتدفقات الطاقة الأخرى التي تصل إلى سطح الأرض. ولذا فإنه لكي نفهم كيف تنشأ الحرارة وكيف تتباين مكانياً وزمنياً يجب أن نأخذ في الحسبان كلاً من العلاقة بين الطاقة ودرجة الحرارة وكذلك ميزانية الطاقة السطحية.

### الطاقة ودرجة الحرارة،

سبق أن أوضحنا أنه عندما يمتص الجسم الطاقة فإن درجة حرارته ترتفع، وفي الحقيقة فإن هناك علاقة بسيطة بين تغير الطاقة لجسم ما وتغير درجة حرارته.

(د ط) - ك ح ن (د ح)

حيث تعبر (د ط) عن مقدار تغير الطاقة، و (د ح) عن تغير درجة الحرارة لوحدة الحجم في وحدة الزمن من جسم كثافته (ك)، وحرارته النوعية (ح ن). لاحظ أن كلام من (د ط)، و (د ح) هما كميتان تتناسبان مع معدلات ارتفاع درجة الحرارة (التسخين) بشكل مباشر. وإذا اعتبرنا أولاً حالة تشمل الطاقة الاشعاعية فقط، فإنه يمكننا عمل تحليل بسيط، فحين يمتص الجسم الأشعة الشمسية سترتفع حرارته، ويتبع هذا زيادة في مقدار انبعاث (اشعاع) الطاقة طويلة الموجة تبعاً لقانون ستيفان - بولتزمان Stefan - Boltzmann law. وإذا أهملنا جانباً تدفقات الطاقة غير الاشعاعية فإن الحرارة سترتفع حتى يكون معدل الامتصاص absorption rate مساوياً لمعدل الانبعاث emission rate، وعندها يكون صافي التغير في الطاقة داخل ذلك الجسم مساوياً للصفر. وعندئذ لن يحدث مزيد من التغير في درجة الحرارة، ويكون الجسم في حالة اتزان (استقرار) اشعاعي. وتتوقف درجة الحرارة عندئذ - بالنسبة لكمية معينة من الاشعاع الساقط - على معامل الانعكاس لذلك الجسم، حيث أنها تتحكم في الكمية الممتصة، وكذلك على معدل انبعاثية والتي تحدد الكمية الصادرة عنه، عند درجة حرارة معينة. ولو ازدادت قيمة أي



من الانبعاثية أو معامل الانعكاس فإن درجة حرارة الاتزان (أى درجة الحرارة التى يحدث عندها الاتزان) تنخفض. ولاتعد السعة الحرارية للجسم هامة فى تحديد حرارة الاتزان، إلا أنها تعد فى غاية الأهمية فى تحديد الزمن اللازم لكى يصل الجسم إلى هذا الاتزان.

وتعد التبادلات الحرارية فى الغلاف الجوى الحر هى العامل الرئيسى المحدد لمعدلات التسخين فى معظم الوقت إلا أن انتقال صور أخرى من الطاقة من سطح الأرض يمكن أن يكون له آثار هامة محلياً، فهذه تعطى - على سبيل المثال - الطاقة المطلوبة لتحريك تيارات الهواء فى كثير من العواصف الشديدة. ولكن من الممكن - مع هذا - حساب معدلات تسخين الغلاف الجوى بدرجات دقة عالية على أساس الإشعاع وحدة. أما على سطح الأرض فإن حساب معدلات التسخين، أو درجات حرارة الاتزان لا يكون بنفس القدر من البساطة، حيث أن تدفقات الطاقة ذات المصادر غير الإشعاعية تكون - على الأقل - على نفس قدر أهمية تدفقات الطاقة المرتبطة بالإشعاع.

وتعكس درجات الحرارة عند سطح الأرض استجابتها لجميع صور تدفقات الطاقة التى تؤثر على السطح، وعلى هذا فالطاقة المستولة عن تغيرات درجات الحرارة يعبر عنها بواسطة معادلة ميزانية الطاقة والتى يعبر عن صافى الإشعاع بالصيغة الآتية:

$$\text{صافى الإشعاع} = \text{ه} + \text{ح} - \text{ت}$$

حيث ه، ح، ت تمثلان على الترتيب تدفقات الحرارة المحسوسة والكامنة إلى الهواء، ت هى تدفق الحرارة إلى الأرض. ويتم تدفق الطاقة المحسوسة من المناطق ذات درجات الحرارة العالية إلى تلك ذات درجات الحرارة المنخفضة بشكل أساسى عن طريق حركة الهواء الذى يسخن نتيجة لملامسته أو قربه من سطح الأرض. أما الطاقة الكامنة latent energy فهى ترتبط بحركة جزيئات بخار الماء، حيث تحدث التبادلات نتيجة لعمليات التبخر والتكاثف. وبالنسبة لتدفق الحرارة إلى الأرض فإنه يتم عن الطريق التوصيل conduction، برغم أنه إذا كان سطح الأرض مشغولاً بالماء فإن تدفق الحرارة إلى الأرض يتم أيضاً بواسطة الحمل Convection.

وعلى سبيل المثال يمكننا أن نصف باختصار - مرة أخرى - دورة الطاقة اليومية لتنبين علاقتها بدرجة الحرارة. فدرجات حرارة السطح تبدأ فى الارتفاع بمجرد أن يصبح صافى الإشعاع موجباً. وفى معظم الأحوال يصبح السطح أعلى حرارة من الهواء الذى يعلوه، ومن هنا يبدأ تدفق للحرارة المحسوسة إلى أعلى. ومن شأن صافى الإشعاع أيضاً أن يمد السطح بالطاقة اللازمة للتبخير، فيبدأ انتقال الحرارة الكامنة. وفى الوقت نفسه تنتقل الحرارة من سطح الأرض الساخن إلى الطبقات الأسفل من الأرض. ويمكن لهذا الوضع أن يستمر طوال الفترة التى يكون صافى الإشعاع فيها موجباً، إلا أن تغيرات الهواء فوق سطح الأرض قد تؤدي إلى اضطراب ذلك النمط البسيط. فقد يمر تيار من الهواء الدافئ أعلى فى درجة حرارته من سطح الأرض فوق ذلك السطح، بما ينتج عنه تدفق للحرارة المحسوسة نحو سطح الأرض. ولو كان السطح مشغولاً بالماء فإن التيارات الداخلية قد تحدث أثراً مماثلاً. وعندما تجف الأرض فإنه لا يمكن أن يكون هناك

مرفق للحرارة الكامنة إلى أعلى. وعموماً فإن أسباب كل من تلك التغيرات لا ترتبط بشكل عام بالموقع الذي نتناوله على وجه الخصوص، وبالتالي فإنها قد تؤدي إلى تغيرات لا يمكن توقعها للطاقة التي تصل إلى أو تغادر سطح الأرض، وبالتالي درجة حرارتها. إلا أنه إذا واصلنا تصورنا لحالة تلك الدورة اليومية المثالية، فإنه بمجرد أن يصبح صافي الإشعاع سالباً ويسود التبريد بالإشعاع فإن التدفقات غير الإشعاعية تميل للاتجاه نحو السطح، مقللة بذلك من سرعة التبريد، وهكذا فإن انتقالات الطاقة غير الإشعاعية تميل نحو تقليل التغيرات الحرارية اليومية التي كانت تحدث بتأثير التبادلات الإشعاعية وحدها.

ويمكن تشبيه انتقال الطاقة بعيداً عن سطح الأرض بواسطة التدفقات الحرارية الأرضية، بانتقال الحرارة عبر قضيب معدني. فعندما يسخن أحد طرفيه فإن الحرارة تبدأ في السريان من المنطقة الساخنة إلى المنطقة الباردة، وبذا يسخن القضيب بالتدريج، ويكون أعلى قدر من التغير الحراري حادثاً عند طرفه المعرض للتسخين. حيث يقل مقدار التغير تدريجياً بتزايد المسافة من نقطة التسخين. ويتوقف معدل تخلل الحرارة للقضيب على الانتشارية الحرارية لمادته، وعند أي لحظة بعد بدء التسخين فإن عمق التخلل والذي يمكن تعريفه بأنه النقطة التي عندها يمثل ارتفاع درجة الحرارة نسبة صغيرة (٥% مثلاً) من مقدار الارتفاع عند نقطة التسخين يكون متناسباً مع الجذر التربيعي للانتشارية الحرارية. ولو أن لدينا دورة تسخين، كما هي الحال مع الدورة اليومية بدلاً من التسخين المستمر فإن موجات الحرارة ستنتشر رأسياً لأسفل بحيث يتضاءل مقدار الاتساع الرأسى للموجات مع تقدمها، حيث يصل في آخر الأمر إلى نقطة تتضاءل عندها هذه الدورة اليومية إلى حد الانعدام. ويتم الانتقال الحراري في الأجسام من خلال التفاعلات الجزيئية أي من خلال عملية توصيل حقيقية. إلا أن كلاً من الهواء والماء يمكنهما توصيل الحرارة عن طريق الانتقال الكتلي (أو تحرك الكتلة) المرتبطة بعمليات الاضطراب أو التحريك ويشمل ذلك كلاً من الانتقال الدوامي والانتقال بتيارات الحمل.

ونظراً لأن المواد المختلفة توصل الحرارة - أو تنقلها بعيداً عن سطح الأرض - بمعدلات مختلفة فإن درجة حرارة السطح الناتجة عن دخول كمية معينة من الطاقة ستختلف كذلك. وكثيراً ما يطلق على هذا تعبير طاقة التوصيل Conductive Capacity كما ذكرنا سابقاً. ويتم مشاركة الحرارة عند السطح الفاصل بين مائتين بنسبة هذه الطاقة التوصيلية لكل منهما. ويجب أن يكون المدى الحراري عند السطح الفاصل واحداً لكل من الوسيطين..

ومن الأمور ذات الأهمية الخاصة في هذه الناحية الفرق في استجابة كل من الأرض والماء لكمية معينة من الطاقة المكتسبة. فعند السطح يكون كل منهما على اتصال بالهواء. ويكون مقلوب مجموع طاقتي التوصيل للهواء والأرض حوالي ٠.٧ بينما يكون للماء والهواء مساوياً حوالي ٠.١٤ وبالتالي يكون المدى الحراري أكبر بحوالي ٥٠ مرة على سطح الأرض منه على سطح الماء. ويتبع هذا بالتالي أن سطح الأرض يسخن ويبزد بشكل أسرع ويكون له مدى حراري أكبر بالنسبة لسطح الماء. وهذه النتيجة إذا ما عبر عنها على المستوى المكاني الأكبر بالمفهوم التقاري فإنها تلعب دوراً أساسياً في تحديد توزيع درجة الحرارة على مستوى الأرض ككل. ومن



ثم فإننا نجد أن المدى السنوي لدرجات الحرارة فوق المحيطات يشغل عدة درجات فقط عادة بينما قد يبلغ هذا المدى السنوي عدة عشرات من الدرجات بالنسبة للأرض. وهذه تعد قيمة كبيرة إلى حد ما بالنسبة للقيم التي نلاحظها بالفعل، ويرجع الفرق بشكل رئيسي إلى تأثير تدفق الحرارة الكامنة وكذلك إلى الحركات الأفقية. ويحدث التبريد السطحي عن طريق انتقال الحرارة الكامنة حينما يكون هناك تبخر. بينما تعمل الحركات الأفقية على تعديل تدفق الحرارة المحسوسة نتيجة للانتقال وخلط الهواء فوق السطح. كل هذه الملامح للنظام المناخي هي نتائج مباشرة لعناصر نظام تدفق الطاقة على المستوى العام للأرض غير أن المناقشة السابقة تمكنا من تحليل العمليات التي تعمل على توزيع درجات الحرارة السطحية على هذا المستوى.

### درجات الحرارة على سطح الأرض

للطريقة التي تنتج بها تدفقات الطاقة درجات الحرارة تأثير على تغيرات الحرارة قرب سطح الأرض التي يمكن أن تتفاوت بسرعة في كل من الاتجاهين الأفقي والرأسي. وفي هذا القسم نهتم بالتوزيع العام لدرجات حرارة السطح على مستوى الأرض. إلا أنه، وبسبب الاختلافات صغيرة المستوى فإن من الضروري أن نبدأ أولاً بتعريف درجات الحرارة السطحية وقياساتها بالمفهوم الشامل لكوكب الأرض.

### قياس درجات الحرارة

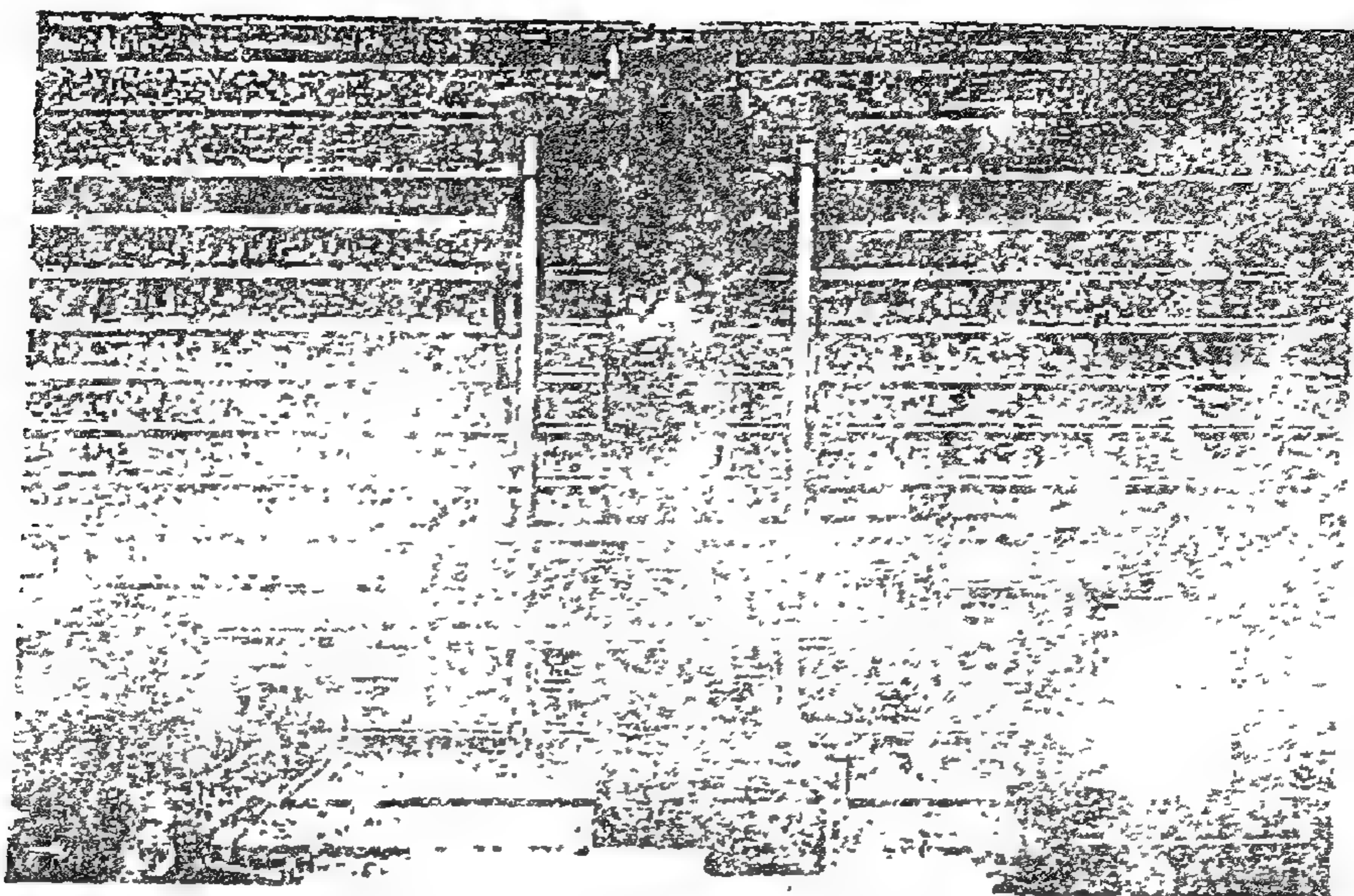
يعد الترمومتر Thermometer الأداة الأساسية لقياس درجة الحرارة، ورغم أن هناك أنواعاً كثيرة شائعة من الترمومترات، فإن أكثر الأشكال شيوعاً هو النوعي الزجاجي الزئبقي (شكل ١٨-٣). فعندما يتعرض خزان الترمومتر للحرارة فإن الزئبق يتمدد مدفوعاً داخل الأنبوبة الشعرية للترمومتر. وتقدر الحرارة بالتالي بامتداد عمود الزئبق في تلك الأنبوبة. وبالطبع فإن الجهاز في تصميمه الأساسي - يعاير لضبط العلاقة بين طول عمود الزئبق وبين درجة الحرارة. ويكون بعد ذلك طول عمود الزئبق مؤشراً مباشراً لدرجة الحرارة بالشكل الذي نألفه.

وهناك نوعان شائعان من الترمومتر يستخدمان لقياس درجتى الحرارة العظمى والصغرى (شكل ١٨-٣) و (١٩-٣). ويعتمد ترمومتر الحرارة العظمى على وجود اختناق في الأنبوبة قرب مستودع الزئبق، وعند التمدد يستطيع الزئبق أن يمر عبر هذا الاختناق، ولكن عندما يبرد الترمومتر وينكمش عمود الزئبق فإن الاختناق لا يسمح بمرور الزئبق إلى الخزان، وعلى هذا يبقى الزئبق على وضعه في الأنبوبة مسجلاً درجة الحرارة العظمى، ويمكن عن طريق تحريك الترمومتر بشدة أو هزّه في حركة سريعة أن يستعيد الزئبق اتصاله عبر الاختناق بحيث يصبح الترمومتر مستعداً مرة ثانية لأخذ قياسات جديدة. أما بالنسبة لترمومتر الحرارة الصغرى فإن الزئبق يستبدل بالكحول، ويصمم الترمومتر بحيث يوضع مؤشر صغير بداخل الكحول،. وحينما تنخفض درجة الحرارة وينكمش السائل، يتحرك المؤشر باتجاه الخزان بتأثير التوتر السطحي لسطح سائل الكحول، وعند عودة السائل للتمدّد ثانية لا يتحرك المؤشر معه وإنما يظل في مكانه بحيث يشير طرفه الأكثر بعداً عن الخزان إلى أقل درجة حرارة قرأت أثناء فترة القياس. ولكي

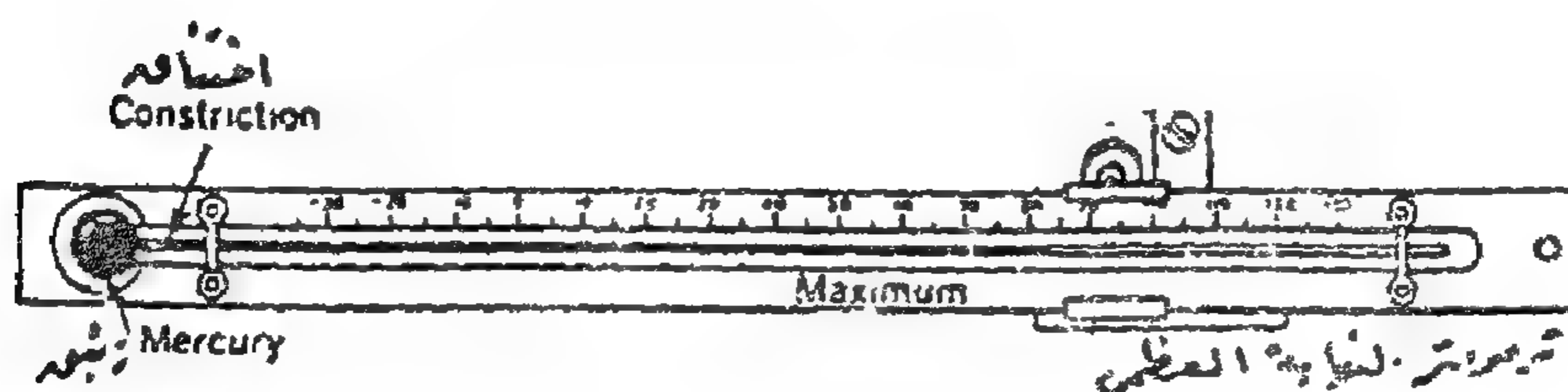


يعاد الترمومتر إلى وضع الاستعداد لقراءات جديدة تتم إيمانه بحيث يتحرك المؤشر إلى أن يصل إلى سطح الكحول المقعر في الأنبوبة.

(أ)



(ب)



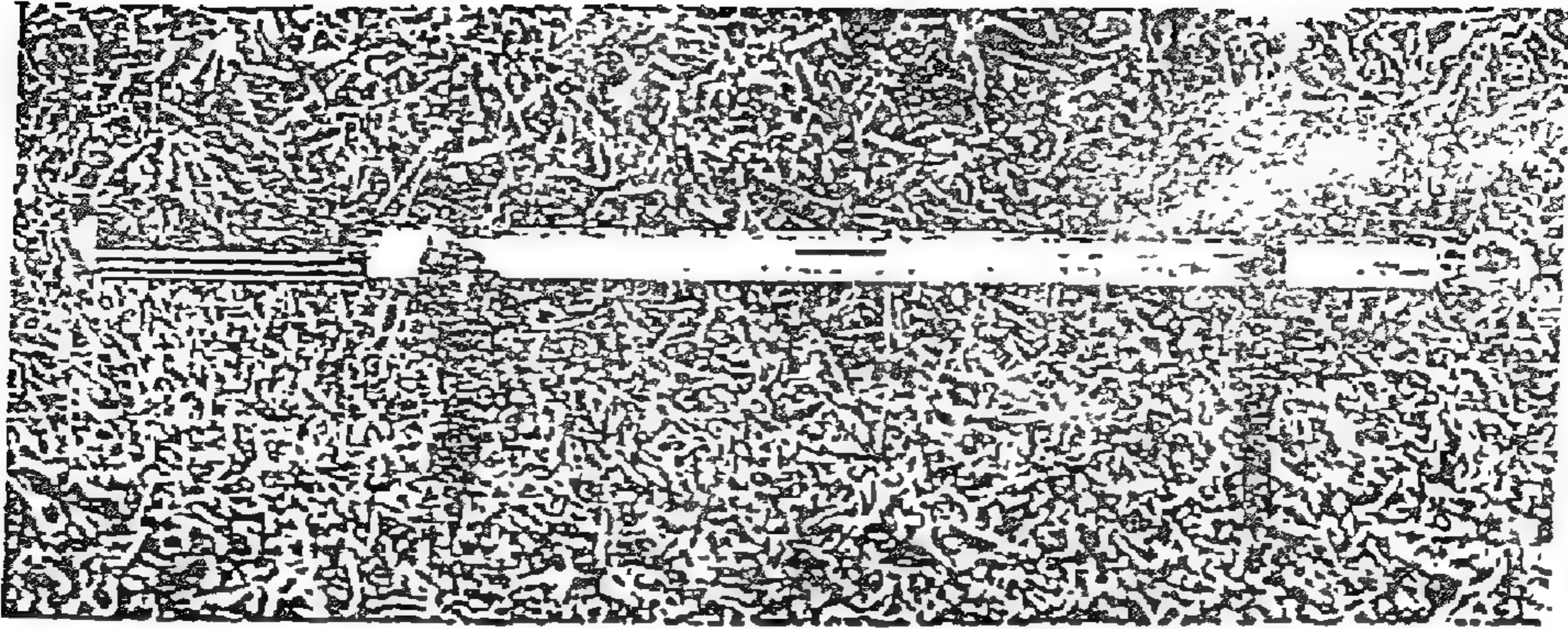
شكل (١٨-٢) (أ) توجيه وضع ترمومترات الخزان الجاف والرطب (راسياً) وكذلك خزانات درجة الحرارة العظمى والصغرى (التي). (ب) ترمومتر درجة الحرارة العظمى.

وتجف أنواع الترمومترات سابقة الذكر عادة فيما يعرف بالكشك. ويعمل هذا الكشك على حماية الترمومتر من الأشعاع الشمسي المباشر، إلا أنه يحتفظ بقدر كافى من التهوية بحيث يسمح بحركة حرة للهواء حوله. والقراءات التي تتم بهذه الترمومترات تسمى عادة بدرجة السطح، رغم أنها بالتأكيد تختلف عن درجة الحرارة التي كانت لتسجل لو أن الترمومتر كان موضوعاً على اتصال مباشر بسطح الأرض. وتتبع معظم الدول نظاماً يتضمن ضرورة المحافظة على شروط قياسية ثابتة بخصوص موضع هذه الترمومتر وذلك لكي يمكن توحيد أساس المقارنات

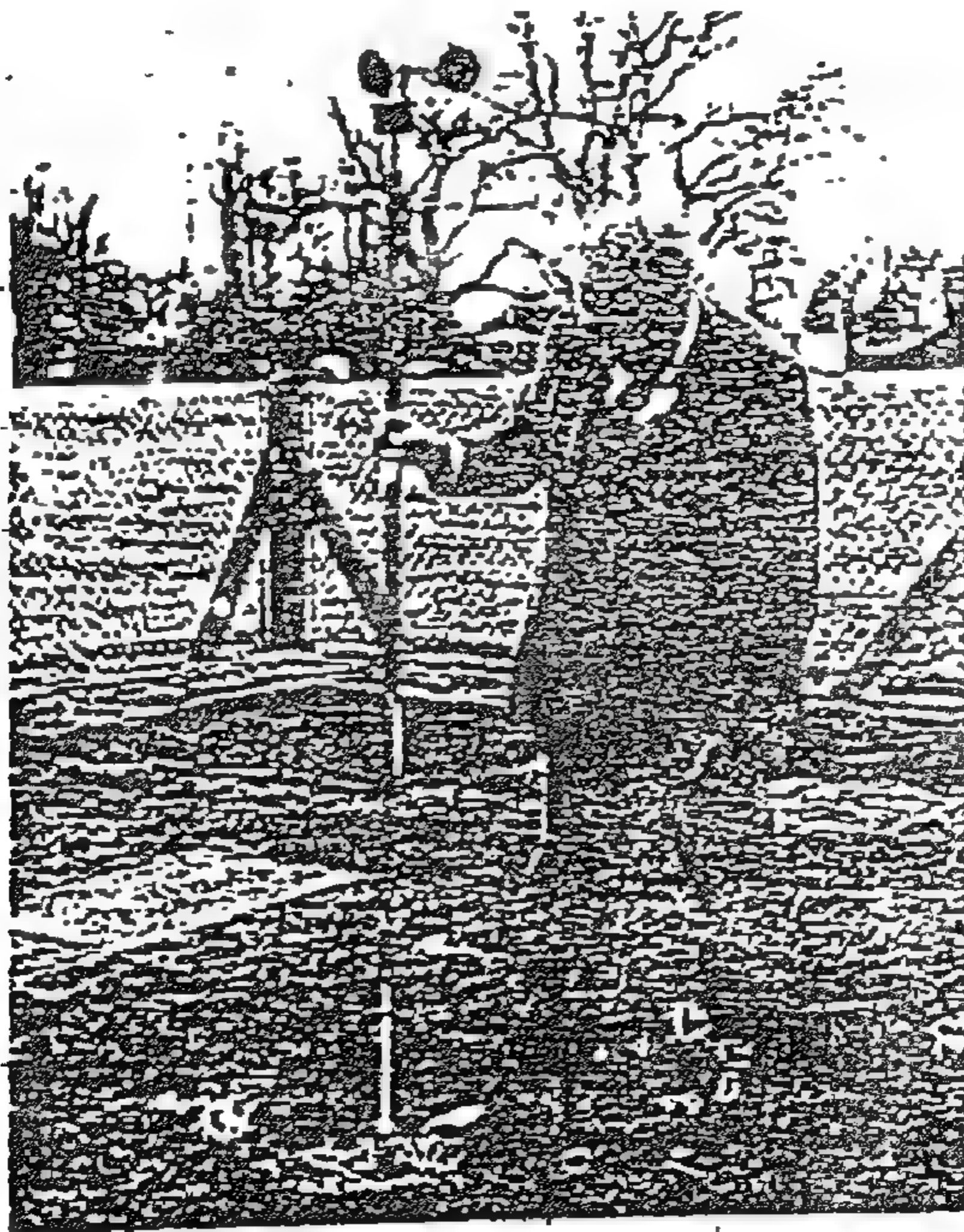


بين المواقع المختلفة. وهذا يتضمن عادة أن يكون ارتفاع الكشك حوالي ١ متر فوق سطح مغطى بالحشائش.

(أ)



(ب)



شكل (١٩-٢) (أ) ترمومتر درجة الحرارة الصقري، (ب) ترمومتر أرضي بداخل أنبوية من الصلب تفرس رأسيا في الأرض إلى أعماق قياسية مقدارها ٢٠ سم و ١٠٠ سم.

أما درجة الحرارة الفعلية لسطح الأرض فيمكن أن تسجل بواسطة ارساد الأقمار الاصطناعية وذلك عن طريق قياسها للاشعاع المنبعث لأعلى، وذلك خلال قنوات مختارة من

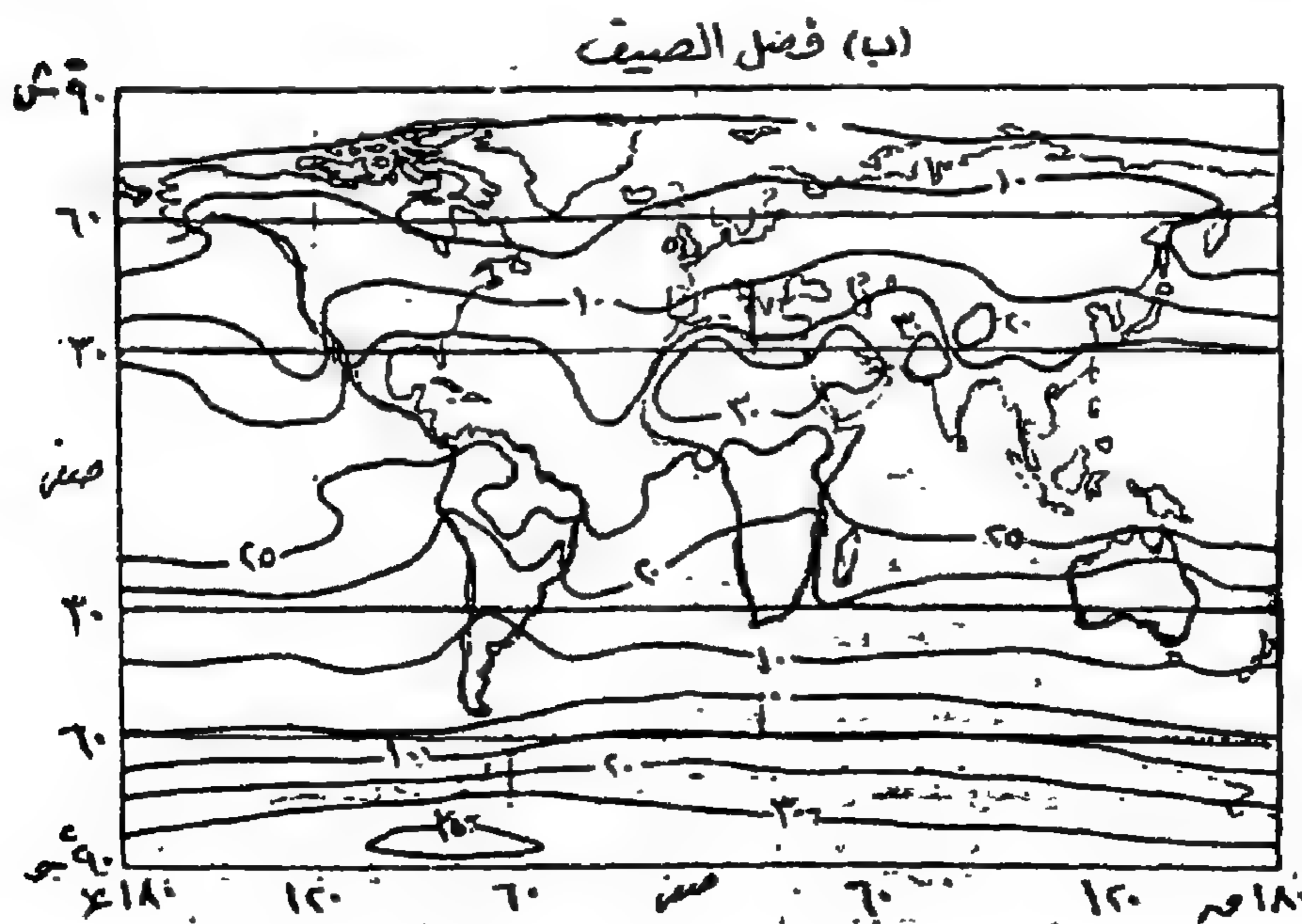
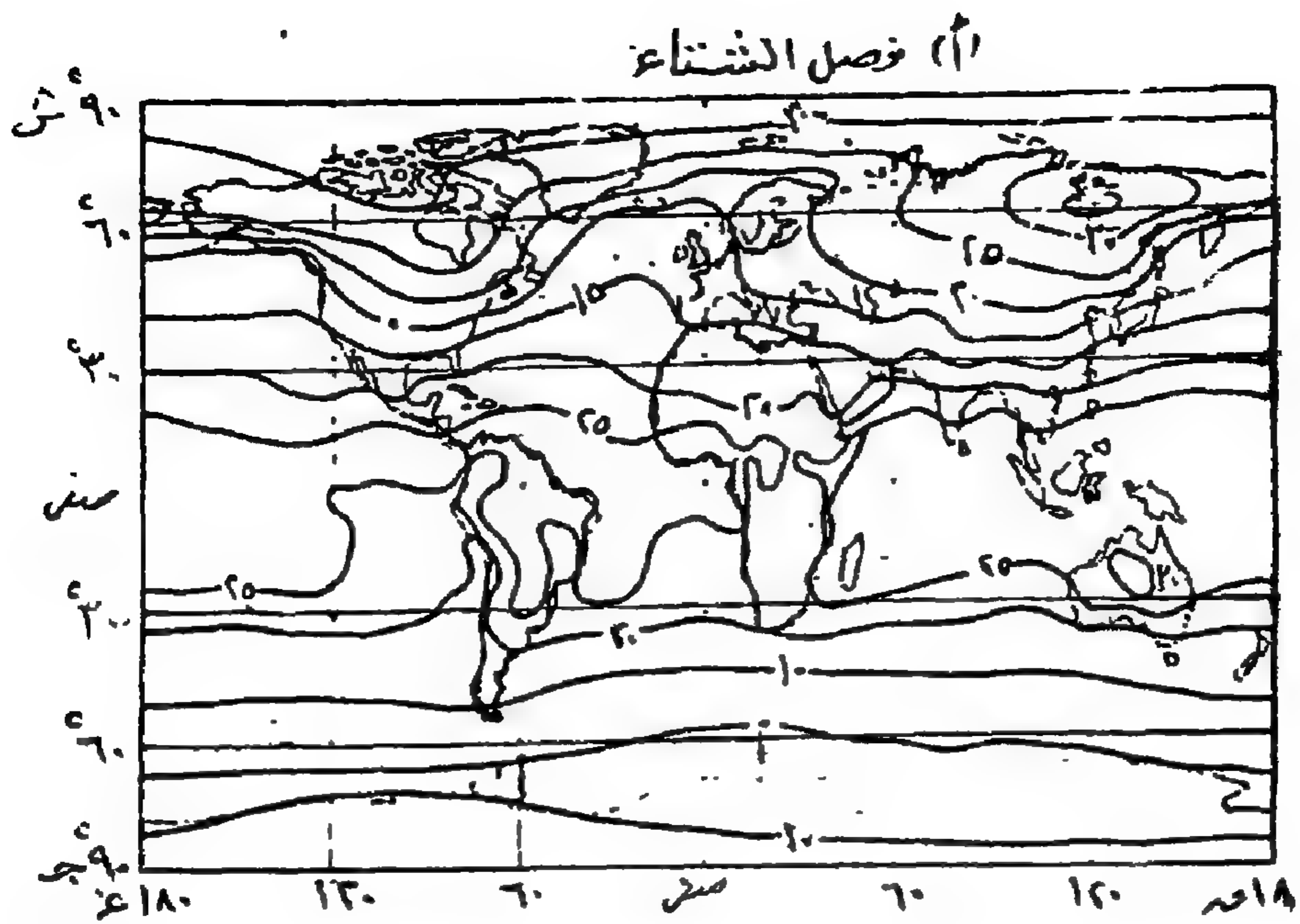
المنطقة من مدى الطيف الاشعاعي المعروفة باسم النافذة الجوية والتي سبق ذكرها. وتكون النتائج - بعد التصحيح لمواجهة الفقد الراجع للانتقال خلال الغلاف الجوي، وكذلك انبعائية السطح - هي قراءات صحيحة لدرجات الحرارة السطحية التكاملية بالنسبة للمنطقة الواقعة في مدى رؤية جهاز القياس للقمر الاصطناعي، ولذلك فإن هذه القراءات لا تماثل تماماً تلك المأخوذة بالطرق التقليدية للقياسات السطحية إلا أنها تمثل إضافة هامة لتلك القياسات - لا سيما فوق مناطق المحيطات والمسطحات المائية حيث تكون القراءات السطحية نادرة.

### أنماط توزيع درجات الحرارة:

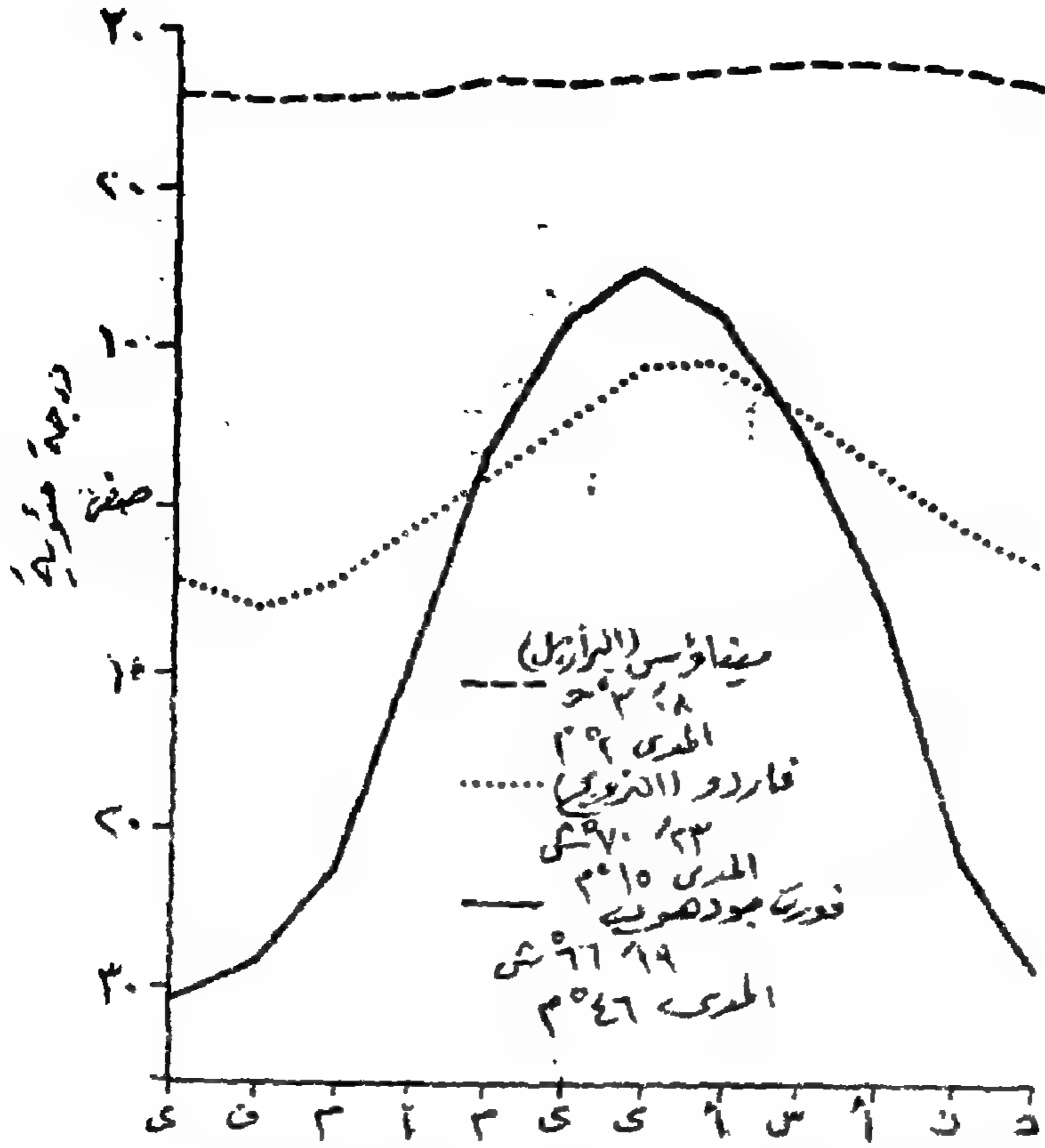
يوضح شكل (١٩-٣) توزيع درجات الحرارة قرب السطح بالنسبة لكوكب الأرض ككل، في فصلي الشتاء والصيف. ففي شهور ديسمبر ويناير وحراير تقع أعلى درجة حرارة في حزام راقع بالقرب من خط الاستواء فوق المحيطات، وجنوب هذا الحزام بقليل، فوق سطح اليابس، وحيث تتجاوز درجات الحرارة القسوى  $30^{\circ}$  مئوية فوق أجزاء من هذه المسطحات الأرضية. وتقع درجات الحرارة الصغيرة فوق المنطقتين القطبيتين وتقل القيمة عن  $-20^{\circ}$  مئوية في منطقة شمال أواسط آسيا وتكون هناك تفاوتات حادة في درجات الحرارة بين سطح الأرض وسطح المحيطات، لا سيما في السواحل الغربية من القارات، حيث تكون الأرض في النصف الشمالي منها أكثر رداً - بالنسبة لدائرة عرض معينة - وفي نصفها الجنوبي أكثر دفئاً من مياه المحيطات المجاورة لها. وتري ظاهرة مماثلة - مع عكس الوضع بالنسبة للنصف الأرض الشمالي والجنوبي - في شهور يونيو ويوليو وأغسطس، ففي هذا الفصل تكون القارة القطبية الجنوبية هي أكثر المناطق برودة، بينما تكون المناطق الأكثر دفئاً هي المناطق القارية الواقعة شمال دائرة الاستواء مباشرة.

وتوضح المقارنة الدقيقة للظروف المناخية في كل من الفصليين، أن التغيرات الفصلية في درجات حرارة سطح المحيط هي تغيرات طفيفة نسبياً بينما تعاني المناطق الداخلية القارية الواقعة عند أو في العروض الوسطى من مدى من التغير أكثر اتساعاً بكثير. ويوضح شكل (٢٠-٣) الاتجاه السنوي لدرجات الحرارة الشهرية المتوسطة للثلاث محطات هي: محطة قارية داخلية، ومحطة ساحلية وأخرى مدارية. وتتصل هذه النتائج بشكل مباشر باعتباريات نظام تدفقات الطاقة، ودرجات الحرارة السطحية والجوية التي ذكرناها آنفاً.





شكل (٢٠-٢) درجة الحرارة المتوسطة عند مستوى سطح البحر (درجة مئوية)، (أ) ديسمبر ويناير وفبراير (١٩٦٢ - ٧٢) و (ب) يونيو ويوليو وأغسطس (١٩٦٢ - ٧٢).



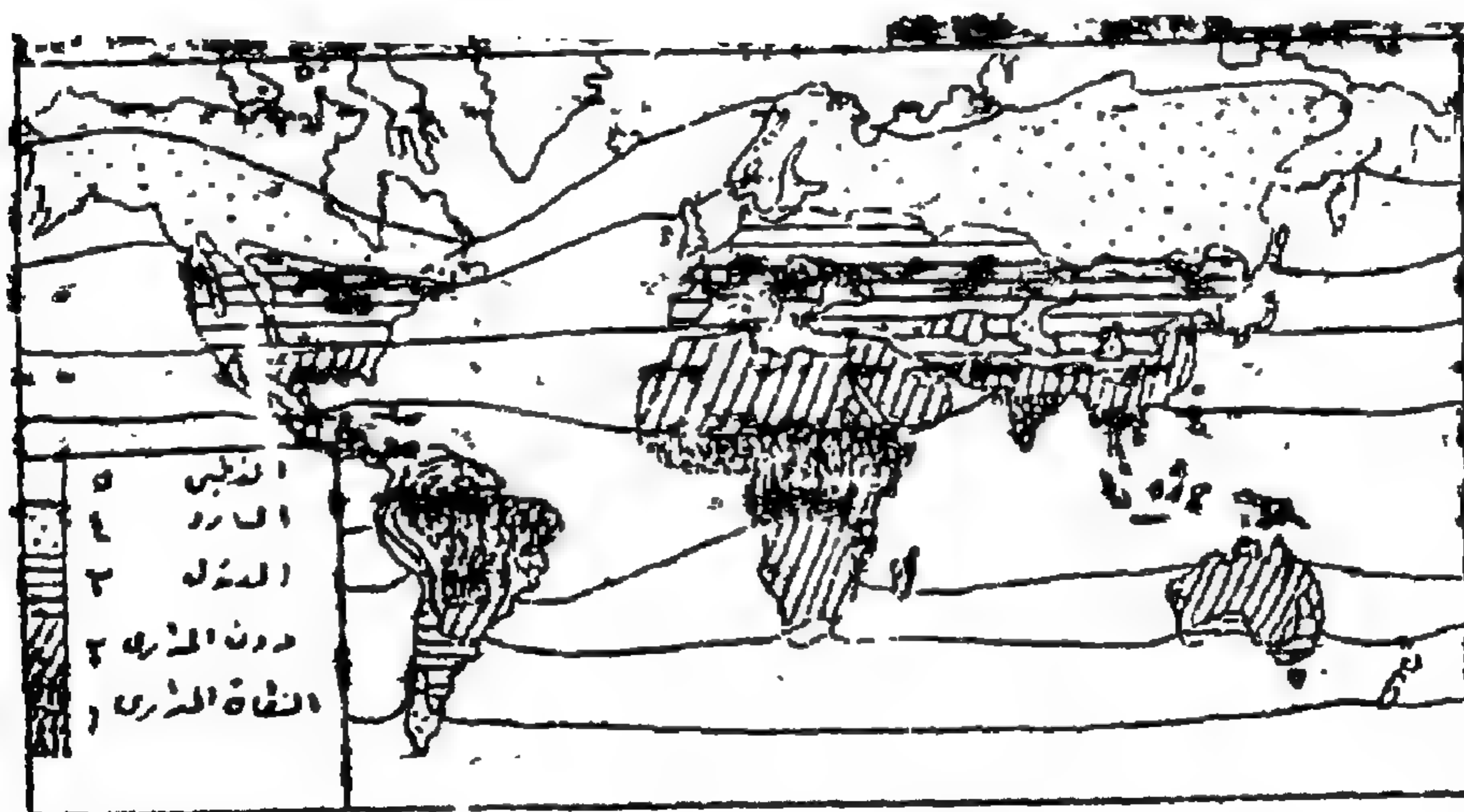
شكل (٢١ - ١) الاختلافات الموسمية في متوسطات الحرارة الشهرية في ثلاثة محطات ماناؤس التي تقع بالقرب من خط الاستواء في غابات الأمازون الاستوائية. ويوضح الشكل تأثير تيار الخليج في خفض المدى الموسمي لدرجة الحرارة في التروبيك مقارنة بمحطة أبعد باتجاه الجنوب في المنطقة الشمالية الغربية من النصف الشمالي لكوكب الأرض.

### التوزيع الأفقي لدرجة الحرارة على سطح الأرض :

يوضح التوزيع الأفقي لدرجة الحرارة على الخرائط بواسطة خطوط تساوي تعرف بخطوط الحرارة المتساوية Isothermals، وهي عبارة عن خطوط تصل بين الأماكن التي تتساوى في درجة حرارتها بعد تعديلها إلى مستوى سطح البحر (أي بإضافة أو حذف درجة مئوية لكل ١٥٠ متر ارتفاع أو انخفاض عن سطح البحر) وذلك لتفادي تعقيد وتشويه الخطوط وعلى الرغم من أن مثل هذه الخرائط تبين درجة الحرارة عند سطح البحر إلا أنها تعطي توزيعاً صادقاً لدرجة الحرارة. وكان لهذه الخرائط أهمية إذ أنها هي الوسيلة الممكنة الوحيدة للتوزيع الأفقي لدرجة الحرارة على سطح الأرض بصورة غير مباشرة. فكما عرفنا أن الإشعاع الشمسي يتناقص تدريجياً نحو القطبين نظراً لميل أشعة الشمس وعلى ذلك فأنا سنترقب أن خطوط الحرارة المتساوية ستكون

موازية لدوائر العرض، ولكن نظراً لوجود عوامل أخرى تؤثر في حرارة الأقاليم فإن امتداد خطوط الحرارة المتساوية يختلف كثيراً عن امتدادها المتوقع من الشرق إلى الغرب خاصة في النصف الشمالي لكوكب الأرض حيث يزداد تداخل اليابس والماء، واتساع مساحة اليابس في هذا النصف عن النصف الجنوبي لكوكب الأرض. فمثلاً يكون اليابس في فصل الصيف الشمالي أكثر حرارة من الماء وبذلك تتجه خطوط الحرارة نحو القطب على اليابس ونحو دائرة الاستواء على الماء والعكس يكون في فصل الشتاء. كما تؤثر التيارات البحرية على امتداد خطوط الحرارة المتساوية على سطح الأرض وهذا يظهر في إنحناءات هذه الخطوط في الأماكن التي تتميز بالتيارات البحرية الدفيلة عنها في المناطق التي تتعرض للتيارات البحرية الباردة، فالتيارات الدفيلة تؤدي إلى انحناء الخطوط نحو القطب والتيارات الباردة تؤدي إلى انحناءات الخطوط نحو دائرة الاستواء. كذلك للرياح والبحيرات والغطاء النباتي أثرها الكبير في اختلاف امتداد خطوط الحرارة المتساوية.

ويمكن أن نقسم سطح الأرض إلى خمسة نطاقات حرارية عامة (شكل رقم: ٢٢-٣) على أساس خطوط الحرارة المتساوية التي تبين درجات الجوانب الحكيمة والبيس المقدلة وهو التقسيم الذي اقترحه عالم المناخ كوبن Koppen.



(شكل رقم: ٢٢-٣) النطاقات الحرارية العامة كما اقترحها العالم كوبن

- ١- النطاق المداري، يتميز بارتفاع درجة الحرارة طول العام عن  $20^{\circ}\text{C}$  ( $68^{\circ}\text{F}$ ) وينحصر هذا النطاق بين دائرة عرض  $25^{\circ}$  شمالاً وجنوباً.
- ٢- النطاق دون المداري، يتميز هذا النطاق بأن درجة الحرارة فيه تزيد عن  $20^{\circ}\text{C}$  ( $68^{\circ}\text{F}$ ) لمدة تتراوح بين ٤ شهور و ١١ شهراً.



٢- النطاق المعتدل: تتراوح درجة الحرارة فيه بين  $10^{\circ}\text{C}$ ،  $20^{\circ}\text{C}$  ( $50^{\circ}\text{F}$ ،  $68^{\circ}\text{F}$ ) من ٤ شهور إلى ١٠ شهراً كما تنخفض فيه درجة الحرارة عن  $10^{\circ}\text{C}$  ( $50^{\circ}\text{F}$ ) في بقية شهور السنة.

٤- النطاقات الباردة: هذه النطاقات تتميز بأن درجة حرارتها تتراوح بين  $10^{\circ}\text{C}$ ،  $20^{\circ}\text{C}$  ( $50^{\circ}\text{F}$ ،  $68^{\circ}\text{F}$ ) لمدة شهر واحد إلى أربعة شهور، أما بقية شهور السنة فإن درجة الحرارة فيها تنخفض عن  $10^{\circ}\text{C}$  ( $50^{\circ}\text{F}$ ).

٥- النطاقات القطبية: وهذه النطاقات تقل درجة الحرارة فيها طول العام عن  $10^{\circ}\text{C}$  ( $50^{\circ}\text{F}$ ).

### التوزيع الرأسي لدرجة الحرارة:

من المعروف أن درجة الحرارة تنخفض بالارتفاع، وخير دليل على ذلك وجود الثلج فوق الجبال في المناطق المدارية التي تتميز بارتفاع درجة حرارتها، وقد تمكن علماء المناخ من معرفة النقص الذي يحدث في درجة الحرارة بفعل عامل الارتفاع، وهذا النقص يتدرج بانتظام تقريباً في نهاية طبقة التروبوسفير العليا أي على ارتفاع ٨ إلى ١٠ كيلو متر فوق سطح الأرض بمعدل  $1^{\circ}\text{C}$  وأخذ لكل ١٥٠ متراً،  $3.5^{\circ}\text{F}$  لكل ١٠٠٠ قدم. وهذا الهبوط التدريجي في درجة الحرارة يطلق عليه معدل الهبوط العادي أو الطبيعي Normal Lapse Rate الذي يحسب لأوقات وأماكن مختلفة وهو يختلف عن معدل الهبوط الحقيقي Actual Lapse Rate الذي يحسب لوقت معين في مكان معين. ولكن في بعض الحالات قد يحدث في طبقة التروبوسفير السفلى هبوط عكسي في الحرارة أي تزداد درجة الحرارة بزيادة الارتفاع وهذه الظاهرة تعرف بالانعكاس الحراري Temperature Inverse وذلك نتيجة لعدة عوامل يمكن تلخيصها في: شدة الإشعاع الأرض أثناء الليل بما يؤدي إلى برودة سطح الأرض وهبوط درجة الهواء الملاصقة له، على حين تكون درجة الحرارة أعلى نسبياً على الأجزاء المرتفعة المجاورة. كذلك قد يحدث أن يهبط الهواء البارد من فوق قمم المرتفعات إلى بطون الأودية ويتجمع فيها وبذلك ينعكس معدل الهبوط الحراري بفعل الارتفاع. كما أنه عندما تتقابل كتلتان هوائيتان مختلفتان في درجة حرارتهما فإن الهواء البارد نظراً لأنه أكثر كثافة يميل إلى الاندفاع أسفل الهواء الدفء ويحل محله، ومن ثم فإن درجة حرارة الطبقات السفلى من الهواء تكون أقل حرارة من درجة حرارة الطبقات العليا منه.

### صناعة الطاقة وعلاقتها بدرجات الحرارة:

تعتمد صناعة الطاقة (أي مجالات الصناعة الخاصة بتوليد والتحكم في مشروعات واستخدامات الطاقة) بشكل عام على قياسات الحرارة بطريقة تشبه تلك التي يتطلبها نمو المصايد الزراعية. فالطلب على الطاقة، خصوصاً الطاقة الكهربائية والغاز الطبيعي وزيوت التدفئة المنزلية يعتمد بشكل رئيسي على درجات الحرارة. حيث تزداد احتياجات التدفئة للمباني مع انخفاض درجة الحرارة، أو تزداد احتياجات الطاقة الكهربائية في المناطق التي تستخدم فيها أجهزة التكييف لمواجهة الحرارة المرتفعة والتي يزداد فيها الطلب على الطاقة مع زيادة درجة الحرارة. وعلى ذلك فإن هذا القدر من الطلب على الطاقة يضاف إلى القسمة - الثابتة تقريباً

- من احتياجات الطاقة اللازمة لتشغيل الآلات وما شابهها. غير أن الطلب على الطاقة المرتبط باختلاف درجات الحرارة يعد مسئولا عن الارتفاعات الحادة المؤقتة في الطلب عليها، والتي تفرض على إحدى شركات الطاقة مقدار ما يلزم عليها توفيره أو تخزينه.

وقد جرى العرف على أن القيمة الحرجة لدرجة الحرارة هي حوالي ١٨.٣ درجة مئوية. فلو تمت تدفئة منزل ما حتى تلك الحرارة فإن درجة الحرارة بداخل المنزل ستصل في النهاية - ونتيجة للحرارة الناتجة عن الإضاءة والأجهزة المنزلية المستخدمة، وكذلك وجود الأشخاص - إلى حوالي ٢٢° مئوية. وهي درجة الحرارة التي عدت - فيما مضى - درجة حرارة مناسبة ومريحة للحياة. إلا أن التغيرات في أسلوب المعيشة، لاسيما تلك الناشئة عن ارتفاع أسعار الطاقة قد أدت إلى انخفاض، مفهوم درجة الحرارة الملائمة تلك بمقدار ٣-٤ درجات.

وتتوقف دقة تقديرات الطلب على الطاقة بشكل أساسي على طبيعة وموقع محطات قياس درجات الحرارة. وبالطبع فإنه من الأفضل أن يكون لتلك المحطات سجل جيد وقياسات دقيقة ذات قيمة، ممتدة عبر مدى زمني طويل، كما أنه من الضروري أن تقوم هذه المحطات بإعطاء درجات الحرارة في أماكن تتوافق مع مراكز التجمعات البشرية التي يتركز أو يزداد فيها الطلب على الطاقة. وقد يعنى هذا أن مثل هذه المحطات يجب أن تعطى أهمية خاصة - ليس فقط للاعتبارات الجغرافية - بل أيضاً لخواص الموقع المحلي، وهكذا فإن اختيار المحطة - إذا كان هناك اختيار أصلاً بين عدد من المحطات المتاحة - يمثل اختباراً أمام متخصصي المناخ المنوط بهم اتخاذ القرار. وبمجرد اختيار المحطة واستخدام البيانات، فإن المهمة التالية تدخل في نطاق عمل أخصائيي الرصد الجوي. حيث التنبؤ قصير المدى، وحيث يكون مطوياً منهم الحصول على المعلومات اللازمة من أجل الاستعداد لمواجهة الطلب المتوقع على الطاقة.

ويمكن تعميم استخدام أسلوب الربط الرياضي في تناول حل مشكلات أخرى متعلقة بالمناخ. وتتلخص الخطوات الرئيسية لهذا الأسلوب في وضع المعادلة الرياضية بين العامل أو العوامل المناخية والقياسات أو النتائج المناخية أو التطبيقية المرتبطة به، استناداً على البيانات المسجلة عبر فترة زمنية طويلة. ثم استخدام تلك المعادلة مع التنبؤات الجوية قصيرة المدى من أجل المساعدة في صنع القرارات التنفيذية، واستخدامها كذلك في عمليات التخطيط طويلة المدى.





## الفصل الرابع

الضغط الجوي والدورة الهوائية العامة  
في نظام المناخ



## الفصل الرابع

### الضغط الجوي والدورة الهوائية العامة في نظام المناخ

#### مقدمة:

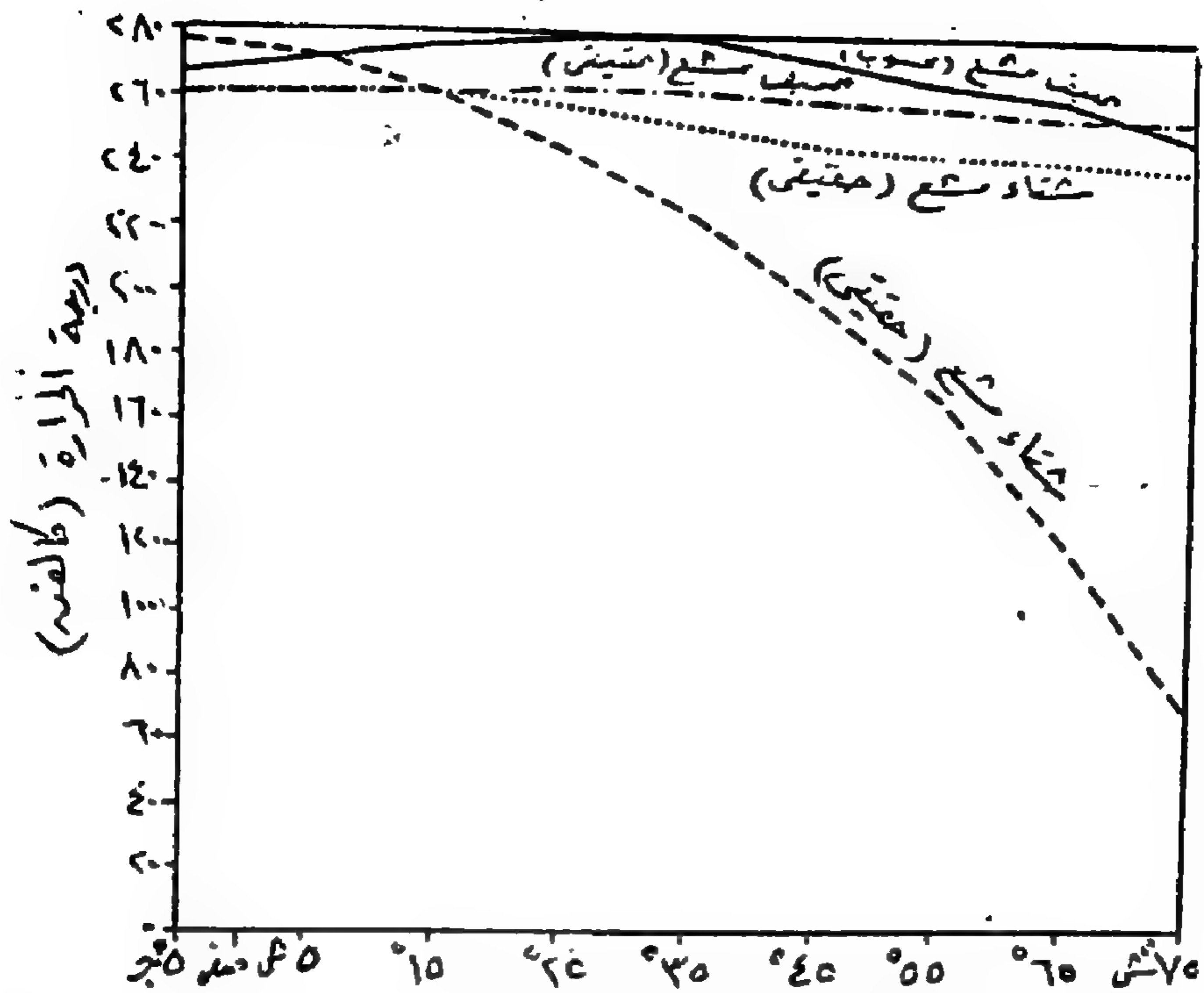
لكي نفهم ونصف مناخ كوكب الأرض بشكل كامل فإننا يجب أن نصنف الاعتبارات الخاصة بالحرارة الأفقية في الجو إلى تفاصيل نظامي الطاقة والماء. وفي هذا الفصل نهتم أساساً بالدورة الهوائية أو الجوية العامة للجو، والتي تصف نظام تدفق الهواء على نطاق واسع بالنسبة للأرض. فبالإضافة إلى أن هذه الدورة تعد مسئولة عن ظاهرة الرياح وبالتالي التحكم في الحركات الأفقية كحركات السحب، فإنها تساعد كذلك على إعادة توزيع الطاقة والرطوبة، مؤدية بذلك إلى اختلال توازنهما عبر دوائر العرض، ويأتي الوصف الأساسي لهذه الدورة بشكل أساسي من عمليات الرصد الجوي والملاحظات السطحية العديدة التي تجمعت على مدى السنين. فمعرفة العمليات المناخية يتطور ويتسع بسرعة نتيجة تقياسات الأقمار الاصطناعية والتي تغطي كوكب الأرض بأكمله.

وكثيراً ما نقوم بتقسيم الدورة الجوية العامة إلى مكونين: ملامح (عناصر) الدورة الأولية، وهي الملامح الثابتة واسعة المدى والتي تشمل مساحات كبيرة من كوكب الأرض، والتي - وبينما تختلف في تفاصيلها - توجد في كل الأوقات. والمكون الثاني يشمل مجموعة ملامح الدورة الثانوية وتشمل الأعاصير قصيرة المدى، سريعة الحركة Cyclones، أو المنخفضات الجوية Depressions، وكذلك أضداد الأعاصير Anticyclones أو المرتفعات الجوية High Pressure الأكثر بطلاً في حركتها، والتي تغطي على النوع الأول مؤدياً بذلك إلى التغيرات الجوية اليومية فوق مساحات واسعة من كوكب الأرض.

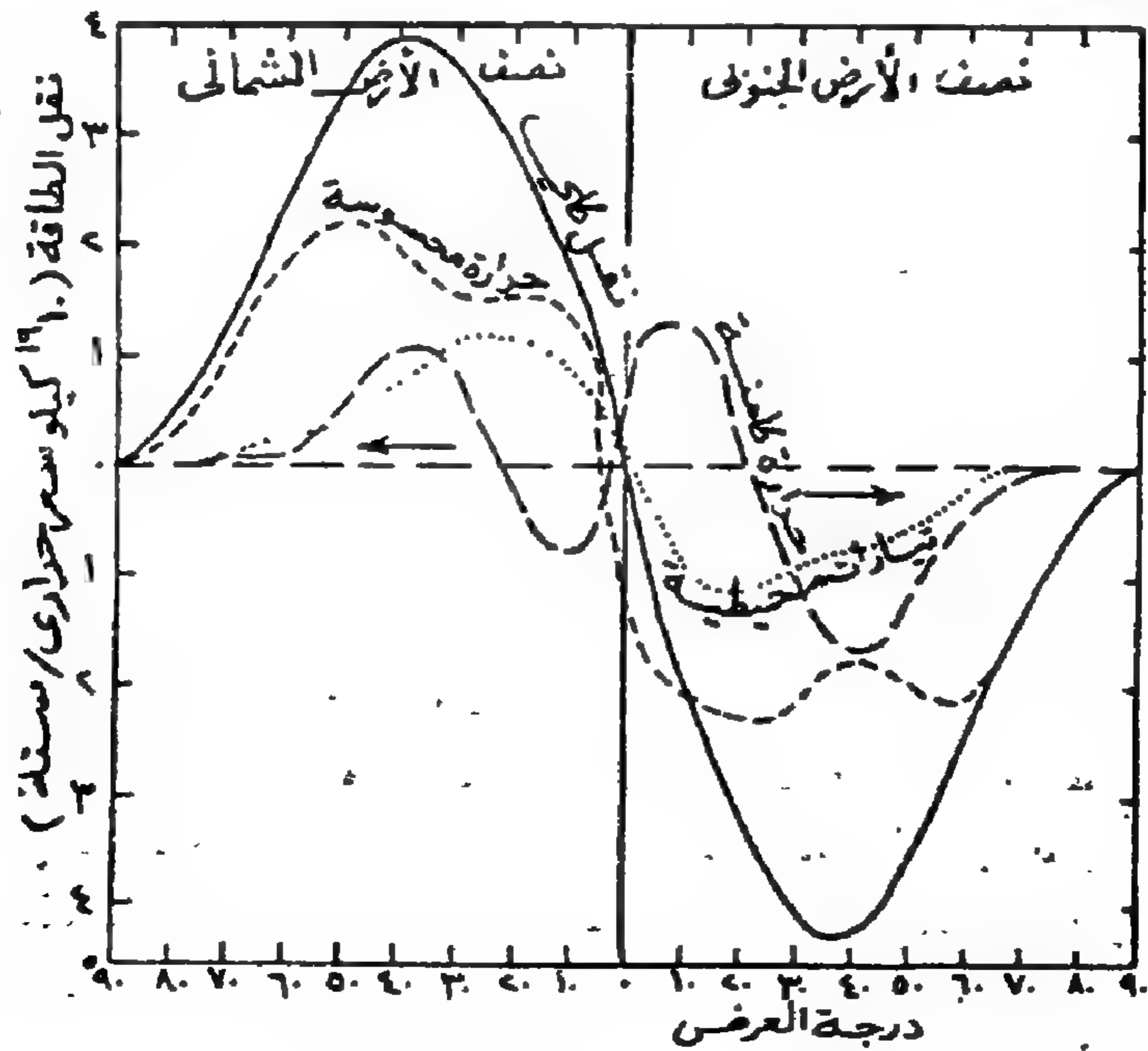
وتوجد في المحيطات «دورة عامة» مشابهة نوعاً، تعمل كذلك على مساعدة الجو في إعادة توزيع الطاقة والرطوبة. وسوف نتعرض لهذه الدورة المحيطية عند الضرورة من أجل زيادة الفهم لنظام المناخ بصورته الشاملة. ولا يزال فهم هذه الدورة في مرحلة لم يتجاوز عندها الأسلوب الوصفي من نواحي عديدة، وذلك بسبب أن خصائصها تعد معروفة بشكل جيد بينما العمليات التي تحدث وتتحكم فيها هي أقل وضوحاً وفهماً.

وسوف نناقش في هذا الفصل ما يجب على الدورة الجوية العامة أن تقوم به لكي تحافظ على المناخ الحالي كما نعرفه. وسوف يتبع هذا مناقشة تفصيلية عن القوى التي تعمل على توليد الحركات الأفقية في الغلاف الجوي، وذلك للوصول إلى شرح الدورة الجوية العامة بطريقة مبسطة. وهذا من شأنه أن يمدنا بفهم أفضل للعمليات التي تتحكم في مناخ كوكب الأرض بشكل عام وكذلك مناخ أقاليمه الرئيسية المختلفة. وسنركز الضوء خلال هذا الفصل أيضاً على العمليات التي تساهم في خلق المناخ.





شكل (٤-١) مقارنة بين التوازن الإشعاعي المشتق نظرياً وقطاعات درجة الحرارة مأخوذة كمتوسطات راسية لكل من فصلي الصيف والشتاء.



شكل (٤-٢) المتوسط السنوي لتدفق الطاقة إلى الشمال معبراً عنه (أ) كتدفق كلي ومكوناته الثلاثة (ب) محيطي، (ج) كامن، (د) ديناميكي (محسوس).

## وظيفة الدورة الهوائية العامة،

تشير كل حالات عدم الاتزان عبر دوائر العرض لكل من الأشعة المعتصة والمنبعثة والتي نوقشت في الفصل الثالث، وكذلك الاختلافات عبر دوائر العرض أيضاً في مكونات نظام الماء الجوى (الرطوبة الجوية) والتي ستناقش بتفصيل في الفصل الخامس إلى أن الحركات الأفقية ضرورية للمحافظة على المناخ الحالى. وعلى هذا فإن دوراً أساسياً للدورة الهوائية العامة - سواء فى ذلك الجوية أو المحيطية يتمثل فى تحقيق إعادة التوزيع فى النظام بالشكل الذى يكفل المحافظة على المناخ بشكله الحالى. وتشير المعلومات تقريباً حول المناخ فى الأزمنة الماضية إلى أن الدورة الهوائية العامة للمناخ تعمل بنفس الشكل منذ آلاف السنين، حيث كانت اختلافات المناخ تمثل فقط - يلات أو تغييرات حول الشكل الأساسى أكثر من كونها انحرافات جذرية عنه. ومن هنا فإن من الممكن أن نأخذ الدورة المناخية الحالية كنموذج يوضح - إذا ما أمكن فهمه بالكامل - ليس فقط نظام المناخ الحالى بل ومناخ كوكب الأرض فى عصوره الماضية، وكذلك ما يمكن أن تكون عليه الأحوال المناخية لفترات طويلة قادمة من عمره.

## دور الدورة الهوائية العامة،

يمكن توضيح الدور الرئيسى لدورة الهواء العامة بالرجوع إلى شكل (١-٤). فبدون الحركات الأفقية تتحدد الحرارة عند كل دائرة عرض بمقدار الإشعاع الشمسى وحده وبالتالي تكون فصول الصيف أكثر دفئاً نوعاً مما يلاحظ بالفعل بالنسبة للجزء الأكبر من الأرض. وفى هذه الحالة تكون درجات الحرارة فى الشتاء فى المناطق المدارية أعلى أيضاً ولكنها تنخفض إلى أقل من الدرجات الفعلية بسرعة شديدة مع الاقتراب من المنطقتين القطبيتين.

ويبين شكل (٢-٤) التدفقات التى تعدل من درجات حرارة الإشعاع، ونقوم هنا بربط تأثيرات حالات عدم التوازن الإشعاعى عبر دوائر العرض بحالات عدم التوازن فى الدورة الهيدرولوجية (المائية) وكذلك إضافة تأثيرات عمليات النقل المحيطية ثم بالتعبير عنهم جميعاً بوحدات طاقة. ورغم أن التدفقات المفردة تختلف موسمياً - كما يشير أيضاً شكل (١-٤) إلا أننا سنركز على الأحوال المناخية السنوية.

ويتمثل الدور الرئيسى للتدفقات المحيطية فى تحريك بعض الطاقة الحرارية المحسوسة بعيداً عن خط الاستواء من خلال عمل التيارات المحيطية أما باقى الحرارة المحسوسة فينتقل من خلال الدورة الجوية. وهذا - مرة أخرى - يعد أساساً انتقالاً بسيطاً من خط الاستواء إلى القطب، رغم أنه يصل إلى معدل أقصى على مسافات أبعد باتجاه القطب مما فى حالة التدفق المحيطى. ويعد تدفق الحرارة الكامنة latent heat flux أمراً أكثر تعقيداً، فالمناطق الرئيسية التى تمثل مصادر بخار الماء هى مناطق المحيطات دون المدارية حيث يكون صافى الإشعاع مرتفعاً، بحيث يكون التدفق باتجاه خط الاستواء وكذلك باتجاه القطب من مناطق المصدر حول دائرة عرض ١٠° وتكون القيم النسبية لأنواع التدفق الثلاثة بشكل تقريبي جداً كالآتى:

التدفق المحيطي : ٢٥٪

التدفق الجوى الديناميكي (الحرارة المحسوسة ٦٠٪)

تدفق الحرارة الكاملة الجوية : ١٥٪

وعلى هذا فإن التدفقات المحيطية وتدفقات الحرارة الكاملة لها حوالى نفس المقدار، بينما الانتقالات الناشئة عن التدفق الديناميكي قد تكون حوالى مرة ونصف مقداريهما معاً. ويشارك الثلاثة معاً لينتج عنهم تدفق يقارب الصفر عند خط الاستواء، ويصل إلى حد أقصى عند حوالى دائرة عرض ٤٠° شمالاً، و ٣٥° جنوباً.

رغم التأكيد فيما سبق على أن الدورة الجوية العامة هي أساساً رد فعل للاختلافات في توازنات الطاقة إلا أن إدخال الاعتبار الخاص بحركة بخار الماء يشير إلى أن هناك قيوداً أو حدوداً ينبغي أن تعمل هذه الدورة العامة تحتها لكي تتم المحافظة على المناخ بوضعه الحالى. فالجو يجب أن يعمل على المحافظة على التوازن المائى للأرض كلها بحيث يحافظ بشكل تقريباً على التوزيع والكميات الحالية للمطر والتبخر. وبالمثل فإن - يجب أن يحفظ توازناً للكتلة الجوية. كما أنه يجب أن يحافظ - أخيراً - على توازن كمية الحركة الزاوية لكوكب الأرض. وحيث أن هناك ازدواجاً خاص بالاحتكاك بين الجو وكوكب الأرض الموجود فى حركة دوران فإنه يكون هناك احتمال أن يتغير معدل الدوران كنتيجة للدورة العامة. وبشكل ما فإن كمية الحركة الزاوية الثابتة تتطلب تقريباً تسارياً بين المكونين الشرقى والغربى للرياح. ومن الضرورى أن توضع هذه الضوابط البسيطة فى الحسبان عند محاولة وصف وفهم الدورة الهوائية العامة.

### الضغط الجوى

ينشأ الضغط الجوى من الحركة المستمرة لجزيئات الغازات الجوية. فهذه الجزيئات تبذل قوة كلما اصطدمت بأحد الأسطح، ويكون مجموع القوى الناشئة الواقعة على وحدة المساحات هو الضغط الجوى. وتتغير الحركة الأفقية للهواء استجابة للاختلافات الأفقية فى الضغط الجوى.

### ضغط مستوي سطح البحر

تنشأ التفاوتات فى الضغط الجوى بالنسبة لكل من الزمن والمكان من التغيرات فى الطاقة ومن عدد الاصطدامات الجزيئية والتي تتحدد بشكل رئيسى بكثافة ودرجة حرارة الغاز. وأكثر أنواع الاختلافات فى الكثافة أهمية انخفاضها مع الارتفاع فى الجو، وعلى هذا يكون مقدار الضغط عن مستوى سطح البحر عادة حوالى ١٠١٣.٢ مليبار وهذه القيمة هي التي تؤخذ كالضغط الجوى القياسى standard، عند مستوى سطح البحر. وعلى ارتفاع ٣٠٠٠ متر يكون مقدار الضغط الجوى حوالى ٧٠٪ فقط من هذه القيمة بينما عند ارتفاع ١٠٠٠٠ متر يكون هذا الضغط الجوى حوالى ٣٠٠ مليبار. وبالقرب من السطح يؤدي ارتفاع مقداره ١٠٠ متر إلى انخفاض فى الضغط الجوى مقداره حوالى ١٠ مليبار. ويمكن لتغيرات رأسية سريعة المعدل أن تطفئ على الاختلافات الأفقية ما لم تؤخذ كل الملاحظات أو القياسات الخاصة بالضغط الجوى عند مستوى متجانس. ونظراً لأن هذا يعد أمراً مستحيلاً من النواحي العملية بالنسبة لليابس فإن



القياسات تعدل باستخدام علاقات معروفة بين الارتفاع والضغط الجوي بحيث تشير كل القياسات إلى القيمة المناظرة عند مستوى سطح البحر، وعملية التعديل هذه تعرف باسم «الهبوط لمستوى سطح البحر».

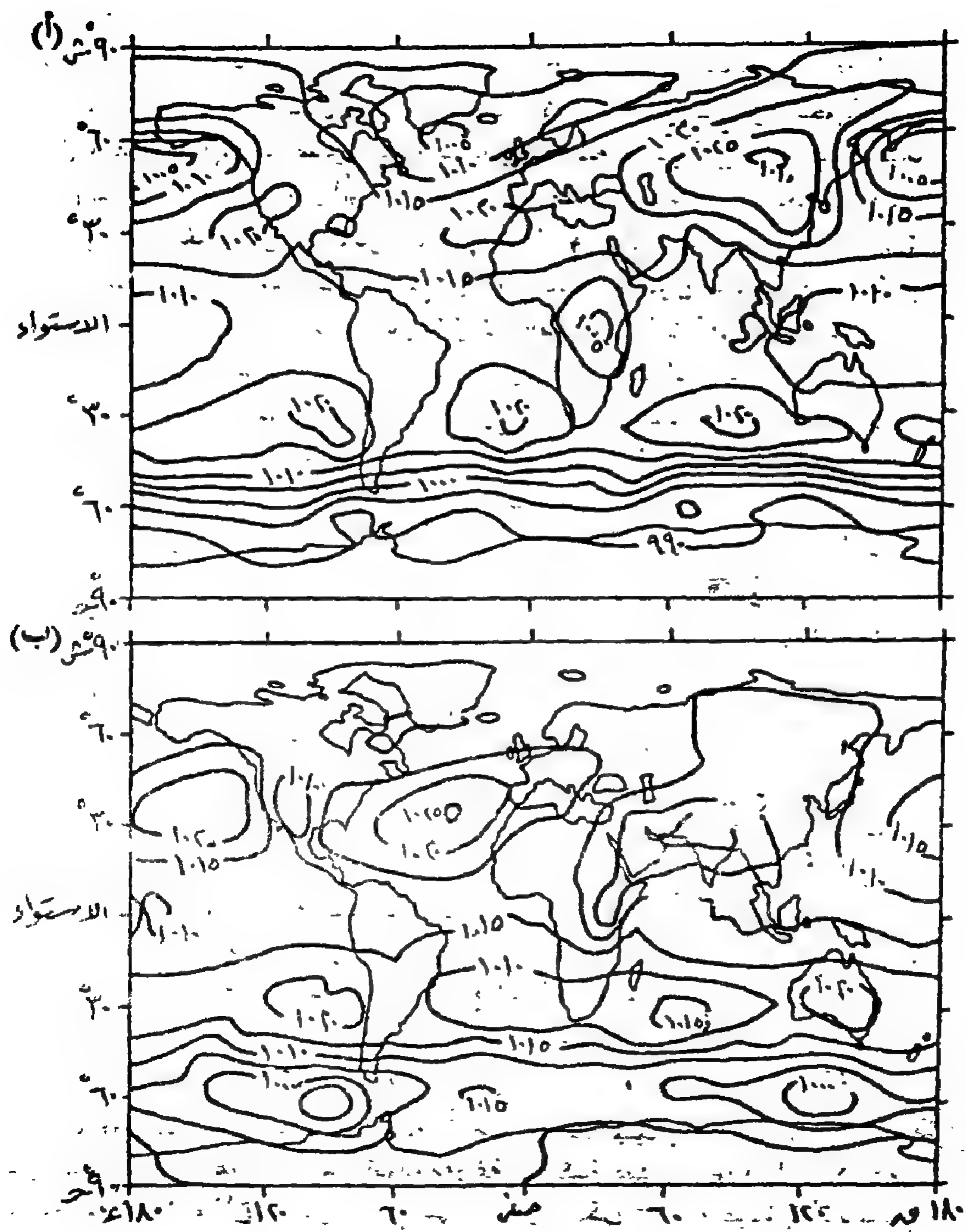
ويتصحیح القيمة المقاسة إلى القيمة المقابلة عند سطح البحر فإن القياسات المأخوذة من شبكة من محطات الرصد تعطى الشكل المميز (أو النمط) للتوزيع الأفقي للضغوط الجوية والتي تعكس مناطق أو حزم مميزة ذات ضغوط جوية عالية ومنخفضة. وهي التي نراها عادة عندما نفحص إحدى خرائط الضغط الجوي (أو خرائط خطوط الضغط المتساوي Isobaric Maps) (شكل ٣-٤). وهذه الخطوط الجوية المتساوي isobar هو ببساطة خط يصل بين الأماكن ذات الضغط الجوي المتساوي. وبالنسبة للجو فالمتوقع أن يكون الضغط الجوي السطحي منخفضاً في المناطق مرتفعة الحرارة، فيما يتفق مع قوانين الغازات العامة. ومن المتوقع أيضاً أن تكون هذه الضغوط الجوية منخفضة في المناطق التي تحدث بها تيارات هوائية صاعدة حيث تنقل الجزيئات من على السطح. ورغم أننا لن نتناول التوزيع الجغرافي للضغط الجوي بالتفصيل إلا أن شكل (٣-٤) يوضح بجلاء مناطق معينة عالية الضغط الجوي بشكل دائم وأخرى منخفضة الضغط بشكل دائم أيضاً وهذه الملامح بالذات هي المسئولة عن المساهمة الرئيسية أو سمات الدورة الأولية للدورة الجوية العامة. وبعض المناطق نشاطات جبهية من الدورة وهذه المناطق هي التي تكون فيها ملامح الدورة الثانوية ذات أهمية خاصة.

#### تغيرات الضغط الجوي في طبقات الجو العليا

تحدث تفاوتات الضغط الجوي الأفقية أيضاً في الجو الحر، بعيداً عن سطح الأرض، ومن الممكن وصف هذه التفاوتات باستخدام الخرائط، بإحدى طريقتين، الطريقة الأولى مشابهة بشكل مباشر خرائط خطوط الضغط الجوي المتساوي، ولكن مع استبدال سطح الأرض بمستوى معين من الجو وبهذا يتم تمثيل اختلافات الضغط الجوي عند ارتفاع ثابت. أما الطريقة الثانية - وتعد عادة أكثر ملاءمة - فيتم فيها عرض التغيرات في الارتفاع المقابلة لسطح ذي ضغط جوي ثابت، وتشبه خرائط الأسطح متساوية (ثابتة) الضغط الجوي الناتجة هذه إلى حد ما خرائط خطوط الضغط المتساوي إلا أن الخطوط فيها تمثل ارتفاعات كنتورية وليس خطوط ضغط جوي متساو (شكل ٤-٤) وعندما نناقش الرياح المرتبطة بتغيرات الضغط الجوي سنتبين أن نوعي الخرائط في واقع الأمر يمكن أن يفسرا بطريقة متشابهة.

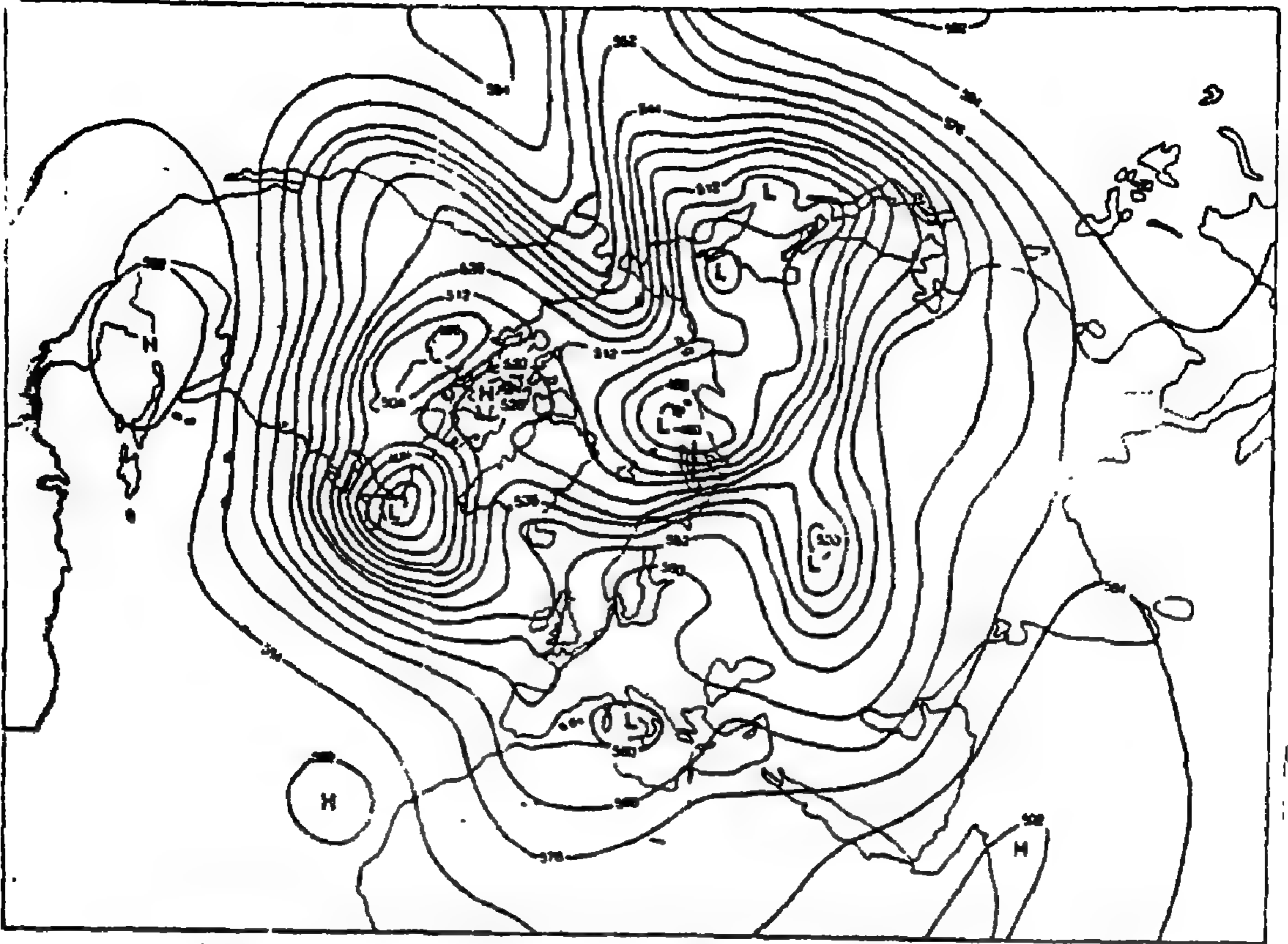
#### قياس الضغط الجوي

يقاس الضغط الجوي عند مستوى سطح الأرض بواسطة جهاز قياس الضغط الجوي (البارومتر Barometer). وهو يتكون من أنبوبة مفرغة، محكمة عند أحد طرفيها. ويقيم غمر هذه الأنبوبة مقلوبة في خزان صغير مفتوح مليء بالزئبق (شكل ٤-٩)، حيث يضبط سطح الزئبق في الأنبوبة ارتفاعه حتى يتساوى الضغط الواقع من عمود الزئبق على سطح الخزان تماماً مع الضغط الجوي. ويكون ارتفاع عمود الزئبق مقياساً لمقدار الضغط الجوي، بعد التصحيح الخاص بالتمدد أو الانكماش الراجعين إلى تغيرات درجات الحرارة.



شكل (٤-٢) : متوسط الضغط عند مستوى سطح البحر (مليبار) كمتوسط لكل من : (أ) ديسمبر ويناير وفبراير  
(ب) يوليو وأغسطس (١٩٦٢ - ١٩٧٢).





شكل (٤-١)، خريطة لضغط ٥٠٠ ملليبار ليوم ٢٠ يناير ١٩٨٢. والارتفاعات معبر منها بعشرات الأمتار.

ولقد أدى هذا بالطبع إلى استخدام تعبير (مليمتر زئبق) أو حتى مجرد التعبير عن الضغط الجوي في شكل ارتفاع، بدلاً من استخدام وحدات الضغط الأساسية (مليبار).

ويتم قياس الضغط الجوي في الجو الحر بعيداً عن سطح الأرض، أثناء صعود أجهزة الراديو سوند ورغم أن طريقة القياس المستخدمة تتوقف على نوع جهاز الراديو سوند المستخدم بالذات إلا أن الشائع هو استخدام جهاز بارومتر من النوع المعدني (اللاسائلي) Aneroid Barometer والذي يعتمد على تغير شكل الأسطح لجسم معدني من مفرغ جزئياً مع تغيرات الضغط. هذا التغير في الشكل ينفذ إلى مؤشر أو مسجل عن طريق وصلة ميكانيكية، بعد أن تكون قد تمت معايرته، تحويل هذه التغيرات الميكانيكية إلى ما يقابلها من الضغط الجوي. وهناك أجهزة أخرى تكم معايرتها بشكل مختلف نوعاً، تمثل الأساس الذي يعتمد عليه عمل أجهزة قياس الارتفاعات في الطائرات. وأجهزة قياس الضغط الجوي مألوفة بشكل عام، حيث تستخدم في العديد من المنازل. وفي مثل هذه القياسات للتغيرات في الضغط الجوي - ولأن هذه القراءات تمثل قياسات موضوعية فإنها لا تعكس كل التعقيدات المرتبطة بالحركات الجوية، ومع هذا ونظراً للارتباط الوثيق بين قيمة الضغط الجوي وحركة الرياح في الجو بشكل عام، تظل هذه القياسات هي أكثر القياسات فائدة. والتي إذا استخدمت بطريقة صحيحة - لأمكنها أن



تعكس قدراً كبيراً من المعلومات عن المناخ في وقت ما وكذلك المسار المتوقع له مستقبلاً. وهي واقع الأمر فإن الإشارة المتكررة لمستويات الضغط الجوي وتفاوتاتها عبر منطقة ما في نشرات الأحوال الجوية والتوقعات المبينة عليها، لا سيما بالنسبة لحالات الاستقرار ودرجات الحرارة المتوقعة وسرعة واتجاه الرياح هي من الأمور المألوفة للعامة.

### العوامل المؤثرة في الضغط الجوي

هناك عدة عوامل كثيرة تؤثر في توزيع الضغط الجوي على سطح الأرض منها توزيع درجة الحرارة إذ أن ارتفاعها يؤدي إلى تسخين الهواء وتمدده وتخلخله وبالتالي ينخفض ضغطه، بينما انخفاض درجة الحرارة يؤدي إلى تقلص الهواء وازدياد كثافته وبالتالي يرتفع ضغطه. وللتضاريس أيضاً تأثير على توزيع الضغط الجوي إذ أن الضغط ينخفض بالارتفاع فالطبقات السفلية من الجو أثقل وزناً تبعاً لثقل الطبقات العلوية عليها، وقد قدر أن الضغط الجوي ينخفض بمعدل ٢٤ مليبار لكل ١٥٠ متراً (بوصة واحدة لكل ١٠٠٠ قدم) وذلك خلال الطبقات السفلى من الجو. وهناك أيضاً توزيع اليابس والماء وما له من تأثير على الضغط الجوي يتمثل في اختلاف الحرارة عليهما صيفاً وشتاءً وما يتبع ذلك من اختلاف الضغط. كذلك لبخار الماء العالق بالجو تأثير هام على الضغط الجوي، فالمعروف أن بخار الماء أخف من الهواء الجاف. وإلى جانب ذلك فإن الهواء الذي ترتفع به نسبة بخار الماء يكون ضغطه منخفضاً عن الهواء الجاف. وإلى جانب ذلك كله هناك دورة الهواء العامة على سطح الأرض التي ترتبط بالتوزيع النظري للضغط الجوي كما سدرى فيما بعد.

### التوزيع النظري النموذجي للضغط الجوي

نعني بالتوزيع النظري للضغط الجوي توزيع هذا الضغط على فرض أن سطح الأرض متجانس أي كله ماء أو كله يابس. وهذا التوزيع له فائدة كبيرة في تفهم النظام العام للضغط الجوي والرياح. ولكن تجدر الإشارة إلى أن التوزيع الحقيقي للضغط الجوي يختلف تماماً عن التوزيع النظري للضغط الجوي نظراً لداخل عوامل كثيرة تؤدي إلى تعديلات في نطاقات الضغط النموذجية. ويتوزع نطاقات الضغط الجوي النظري في الإعتدالين كما يلي (شكل رقم ٤-٥).

- ١ - نطاق الضغط المنخفض الاستوائي Equatorial Low. ويعرف بالرهو الاستوائي Doldrums. ويسود بين دائرتي عرض ٥° شمالاً وجنوباً تقريباً. وينخفض فيه الضغط عن ١٠١٣ مليبار. ويرجع انخفاض الضغط إلى ارتفاع درجة الحرارة ووفرة الرطوبة ووجود التيارات الهوائية الصاعدة. كما أن هذا النطاق يجذب إليه الرياح التجارية الشمالية الشرقية والتجارية الجنوبية الشرقية وعند التقائها يرتفع الهواء إلى طبقات الجو العليا.
- ٢ - نطاقا الضغط المرتفع فيما وراء المدارين Subtropic Highs، ويعرفان أحياناً بعروض الخيل Horse Latitudes. وينحصر هذان النطاقات بين دائرتي عرض ٢٥° ، ٣٥° شمالاً وجنوباً تقريباً، وهي مناطق هدوء يهبط فيها الهواء

٣ - نطاقا الضغط المنخفض دون القطبي Subpolar Low ويحصر هذان النطاقات بين دائرتي عرض ٦٠° ، ٦٥° شمالاً وجنوباً تقريباً. ويرجع إنخفاض الضغط الجوي فيها إلى وجود التيارات الهوائية العكسية بين الضغط المرتفع فيما وراء المدارين والرياح القطبية وهذه تكون شمالية شرقية في نصف الكرة الشمالي وجنوبية شرقية للنصف الجنوبي. وعند التقاء الرياح العكسية الدفيلة الرطبة بالرياح القطبية الباردة الجافة تحدث الأعاصير التي تتميز بها هذان النطاقان (شكل: ٦ - ٤).

٤ - نطاقا الضغط المرتفع عند القطبين Polar Highs ويرجع السبب في وجود الضغط المرتفع في هذين النطائين هو شدة البرودة وإنخفاض الرطوبة ووجود التيارات الهوائية الهابطة.

**التوزيع الحقيقي للضغط الجوي**

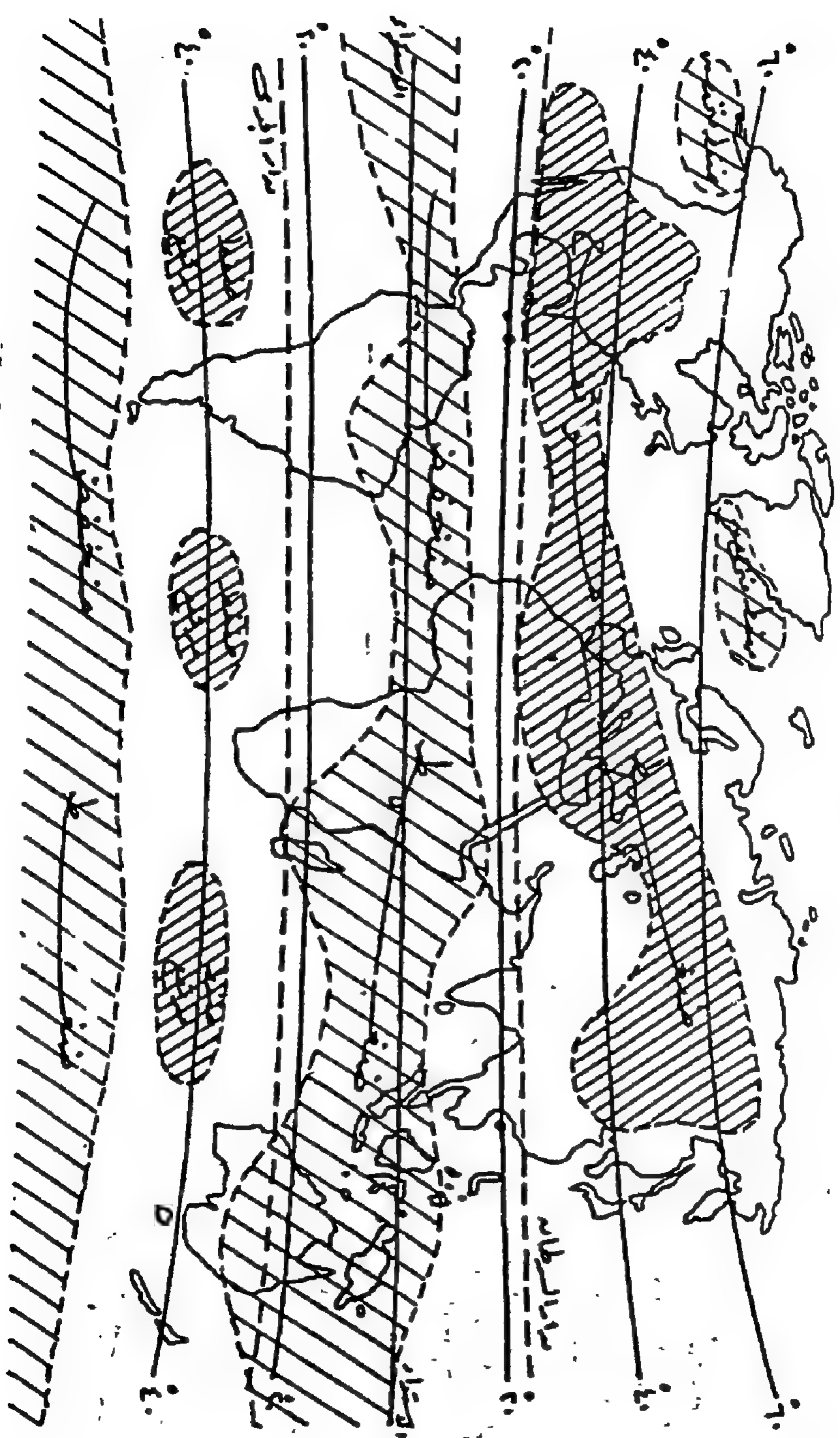
تتضافر عوامل كثيرة لتجعل من توزيع الضغط الجوي النظري متعذر الحدوث، فسطح الأرض وكما عرفنا غير متجانس (والتجانس أحد شروط التوزيع النظري) ونظراً لاختلاف كل من اليابس والماء في اكتساب وفقدان الحرارة فإن هذا يؤدي إلى تعديل في توزيع مناطق الضغط على سطح الأرض بصفة عامة وعلى نصفها الشمالي بصفة خاصة. وعلى ذلك يمكن القول أن يابس القارات يتعرض لبرودة أكثر من الماء في فصل الشتاء فإنه يتكون فوقه ضغط مرتفع، بينما يحدث العكس صيفاً ويتكون فوقه ضغطه منخفض. وهذا هو السبب الحقيقي في عدم تحقيق التوزيع النظري للضغط الجوي. ويظهر ذلك جلياً إذا ذكرنا مثلاً الضغط المرتفع وراء المدارين (توزيع نظري) في نصف الكرة الشمالي في فصل الصيف فإننا نجد أن اليابس سيسخن أكثر على الماء تبعاً لارتفاع درجة الحرارة وبالتالي ينخفض الضغط الجوي فوقه ولذلك فإن نطاق الضغط المرتفع النظري لا يتمثل على اليابس وإنما يتمثل على الماء. والعكس يحدث في فصل الشتاء إذ يبرد اليابس بسرعة أكبر من الماء فيرتفع الضغط فوقه وينخفض نسبياً على الماء، ولذلك نجد أن الضغط المرتفع النظري، يتركز على اليابس وينكمش على الماء. ومما يساعد على ذلك الاختلاف أيضاً انتقال الشمس الظاهري ما بين مداري السرطان والجدي مما يؤدي إلى انتقال مناطق الضغط وما يتبعها من رياح شمالاً وجنوباً. ويمكن التعرف على التوزيع الحقيقي للضغط الجوي من دراسة خطوط الضغط المتساوي Isobars على خريطتي توزيع مناطق الضغط العام المرتفع والمنخفض في فصلي الشتاء والصيف (شكل رقم: ٧ - ٤، ٨ - ٤).

من هاتين الخريطتين يبدو أولاً أنه في فصل الشتاء الشمالي يتركز على اليابس الضغط المرتفع وراء المدارين بينما يتركز على الماء الضغط المنخفض دون القطبي في شمال المحيطين الأطلسي والهادي الشمالي. أما الضغط المرتفع وراء المدارين على الماء فإنه ينتقل قليلاً نحو الجنوب وينكمش في مساحته بصفة خاصة فوق المحيطين الأطلسي والهادي. أما في نصف الكرة الجنوبي فنظراً لوجود فصل الصيف فإن اليابس ترتفع درجة حرارته ويتكون عليه ضغط منخفض. بينما يتمثل الضغط المرتفع وراء المدارين على المحيطات فقط.

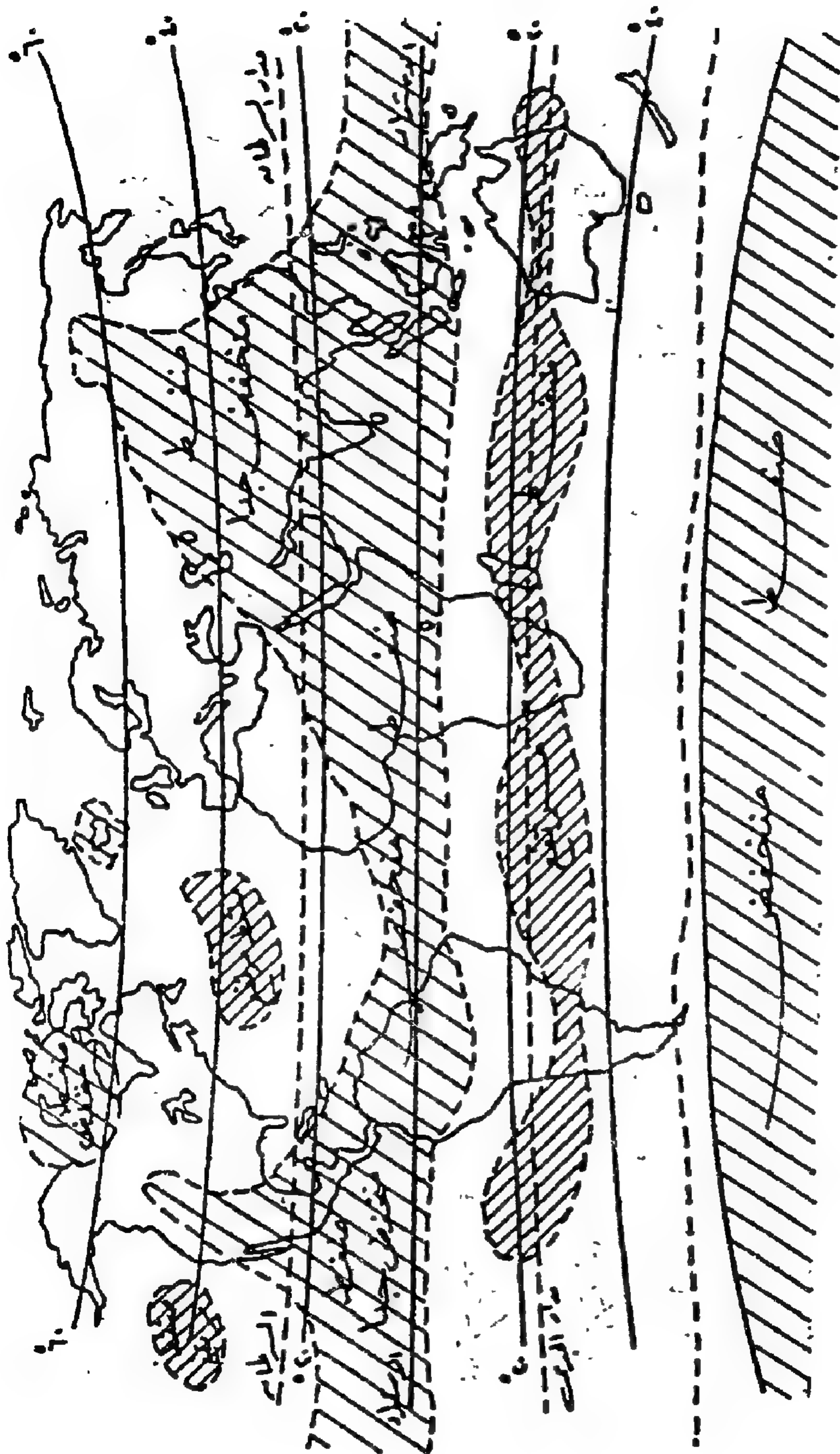








(شكل ٧-٤) التوزيع الحقيقي للضغط الجوي في فصل الصيف

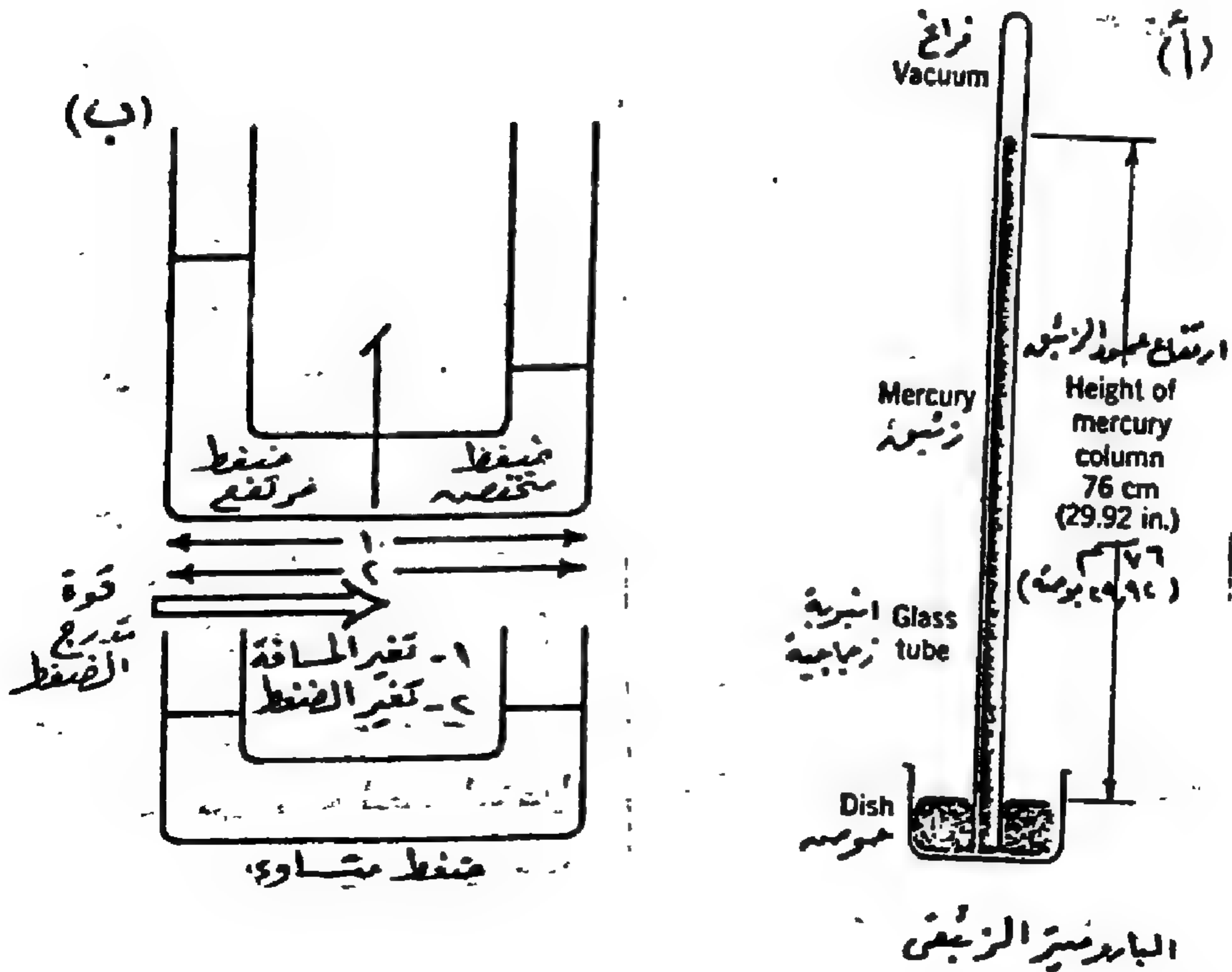


(شكل ٨ - ٤) التوزيع الحقيقي للضغط الجوي في فصل الصيف

أما نطاق الضغط المنخفض دون القطبي فيتمثل على المحيطات فقد لعدم وجود يابس في هذه العروض. ثانياً - يتغير في فصل الصيف الشمالي توزيع الضغط الجوي تغيراً تاماً وبصفة خاصة على اليابس، فارتفاع درجة الحرارة على اليابس يؤدي إلى وجود ضغط منخفض على النقيض من التوزيع النظري الذي يشير إلى ضغط مرتفع عند عروض الخيل. أما الضغط المرتفع فيقتصر وجوده على المحيطات فقط حيث توجد مداعة الضغط المرتفع الأزوري (نسبة إلى جزر أزور في المحيط الأطلسي). وأخرى حول جزر هاواي في المحيط الهادي. أما في النصف الكرة الجنوبي فنظراً لاتساع المسطحات المائية وقلة مساحة اليابس فإن ذلك يؤدي إلى عدم وجود اختلافات كثيرة بين حرارة اليابس والماء وبالتالي يقلل من حدة الاختلافات في الضغط الجوي بين فصلي الشتاء والصيف كما هو واضح من الخريطين.

### القوى الناشئة عن التدرج في الضغط الجوي

وتتمثل القوة الدافعة لكل صور حركات الهواء في تغيرات الضغط الجوي. وبالنسبة للاختلافات الأفقية في الضغط الجوي فإنه نتيجة للتدرج في الضغط الجوي هذا تنشأ قوة بحيث تعمل من الضغط الجوي العالي إلى الضغط المنخفض الجوي (شكل ٩-٤).



شكل (٩-٤)، (١) أجهزة قياس الضغط الجوي، (ب) رسم تخطيطي يوضح قوة تدرج الضغط الجوي.



ورغم وجود قوة ناشئة عن التدرج في الاتجاه الرأسى أيضاً، تعمل لأعلى، إلا أنها تكون معادلة بالضبط تقريباً بقوة الجاذبية التى تعمل لأسفل. وفى ظروف معينة فقط، مثلما يحدث أثناء تكون السحب، تكون الحركة الرأسية هامة. إلا أن القوة الأفقية - بشكل عام - هى أكبر من القوة الرأسية بحوالى ثلاث رتب كاملة بالنسبة لمعظم مستويات الحركة الجوية. كما أن سرعة الرياح الأفقية تكون أعلى بكثير من سرعة الرياح الرأسية. ومن أجل دراستنا الحالية فإن الافتراض بأن الرياح لها مكون أفقى فقط يعد افتراضاً مبسطاً وملائماً لهذا الأمر.

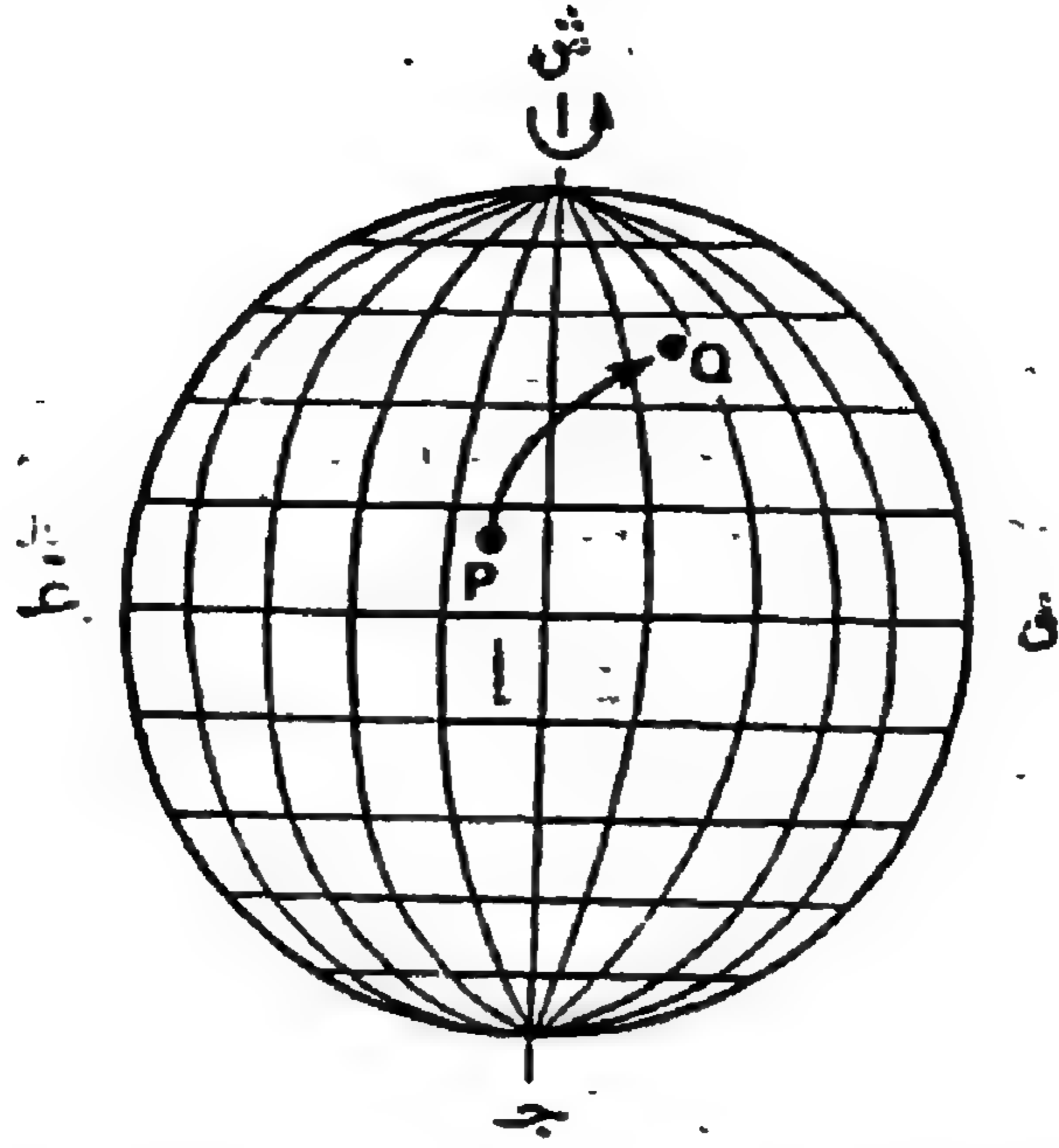
### قوة كوريولي

تتوقف سرعة الهواء، على كوكب يدور، على قوة التدرج فى الضغط هذه، إلا أن الدوران يحدث تغييراً فى اتجاه الحركة. وتبعاً لقانون نيوتن الثانى فإن قوة أخرى ناشئة عن الدوران تؤثر على الجسم الهوائى المتحرك وهذه القوة هى التى تعرف باسم قوة كوريولي 'Coriolis force'. فأى جسم منطلق عبر سطح الأرض بسرعة معينة سيتعرض لقوى ظاهرية تميل إلى إدارته (تسبب انحراف مساره) إلى اتجاه اليمين فى إطار يدور فى الاتجاه المضاد لاتجاه عقارب الساعة (كالنصف الشمالى من الكوكب مثلاً كما يرى من الفضاء) (انظر شكل ١٠ - ٤) وإلى اتجاه اليسار فى إطار يدور اتجاه دوران عقارب الساعة (نصف الكرة الجنوبى كما يرى من الفضاء)، وتعمل هذه القوة الإضافية على كل الأجسام المنطلقة أو المتحركة فى نطاق الإطار الدائر للأرض. ويمكن فهم هذا الانحراف بسهولة أكثر بالتفكير فى سطح كوكب الأرض كما لو كان يشبه بالتقريب قرصاً عند الموقع المعنى. ويعبر عن دوران هذا القرص حول مركزه (الخط الرأسى المعنى بالمقدار  $\theta$  حيث  $\theta$  تمثل معدل دوران الأرض، و  $\theta$  جاذب جيب درجة عرض الموقع. وكما يلاحظ فى شكل (١١ - ٤) فإن أى جسم منطلق يبدو متحركاً إلى اليمين نتيجة دوران هذا القرص. وبالتالي وبالنسبة للمراقب ذو الموضع الثابت الواقف عند مركز القرص، فإن هذا الجسم المتحرك القادم من عند الحافة والتى تتحرك بسرعة حول المركز أكبر من سرعة الجزء الداخلى من القرص، يبدو منحرفاً فى مساره إلى اليمين. ويعبر عن العجلة الظاهرية الإضافية المعطاة لكل صور حركات الهواء حول الأرض بالعلاقة:

### عجلة كوريولي - ( $2\omega \sin \theta$ ) ف

حيث  $\theta$  تمثل سرعة الجسم المتحرك. والكمية التى تعرف بمؤشر أو قوة كوريولي التى هى كمية ثابتة بالنسبة لدائرة عرض معينة.

وهذه القوة إنن تتناسب طردياً مع سرعة تحرك الهواء وكذلك تزداد بزيادة دوائر العرض. ورغم صغر قيمة معامل أو قوة كوريولي إلا أن هذه القوة هى التى تعطى المكون الشرقى / الغربى للحركات الجوية الميريديانية أو الزوالية (الحركات باتجاه خطوط الطول).



شكل (١٠-٤) يوضح الشكل الاتجاه (P إلى Q) الذي يأخذه جسم منطلق نتيجة لدوران الأرض، عندما تكون سرعته الابتدائية باتجاه القطب الشمالي. وبمجرد الحركة - فإن الجسم يبدو وكأنه ينحرف باتجاه اليمين كلما اقترب من القطب.

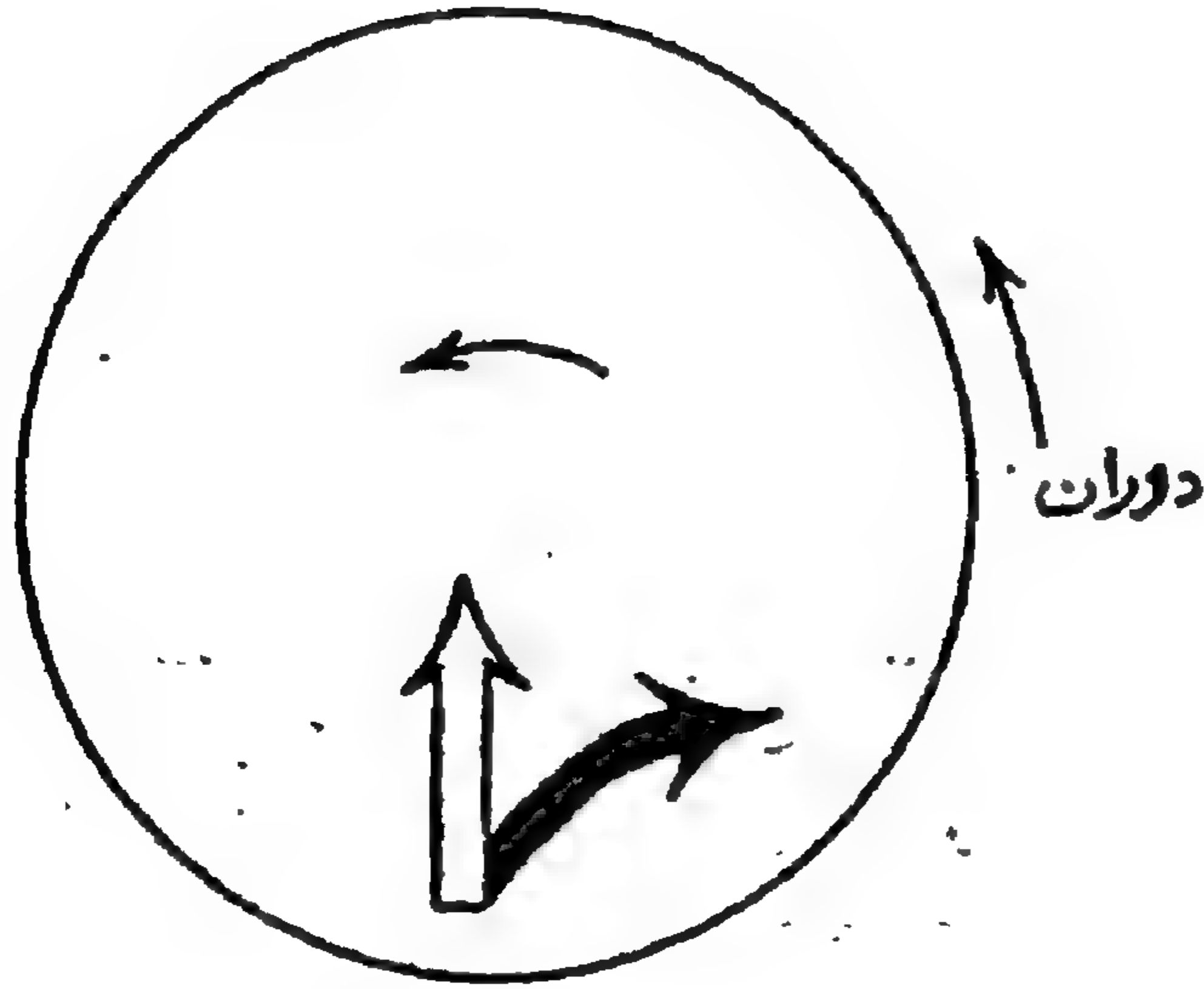
### الرياح المتوازية (الجيوستروفية Geostrophic)

عندما تكون خطوط الضغط الجوى المتساوى خطوطاً مستقيمة ومتوازية وعندما نتناول حركة فى الجو الحر بعيداً عن التأثيرات الناتجة من الاحتكاك السطحى للأرض فإن التدرج فى الضغط الجوى وقوة كوريولى فقد تؤثران على جسم من الهواء . فالقوى الناشئة عن التدرج فى الضغط الجوى تدور الحركة وفى الحال تبدأ قوة كوريولى عملها والذي يؤدي إلى انكسار مسار الحركة . وتصل القوتان بسرعة إلى حالة اتزان (\*) ويكون هناك تدفق متوازن بين قوتين متساويتين . وينشأ عن هذا التدفق رياحاً تعرف باسم الرياح الجيوستروفية المتوازية geostrophic wind (\*\*). على هذا فإن هذه الرياح تهب موازية لخطوط الضغط الجوى المتساوى بحيث يكون الضغط منخفض على اليسار (أو على اليمين) إذا وقفت مولياً ظهرك

(\*) يبدأ اتجاه الحركة الطبيعي باتجاه التدرج (الاتحدار) فى الضغط الجوى، حيث يكون اتجاه الحركة عمودياً على خطوط تساوى الضغط الجوى. ويؤدي تأثير قوة كوريولى إلى دفع الحركة إلى يمين خط سيرها (فى نصف الكرة الشمالى) . وكلما زادت السرعة كلما عظمت قوى الانحراف لأنها تتناسب طردياً . ويستمر هذا الأمر إلى أن تسير الرياح فى اتجاه خطوط الضغط الجوى المتساوى (أى عمودية على منحدر الضغط) وتصبح سرعتها ثابتة وتعرف حينئذ بـرياح الجيوستروفية.

(\*\*) الرياح الجيوستروفية هى الرياح التى توجهها حركة الأرض.

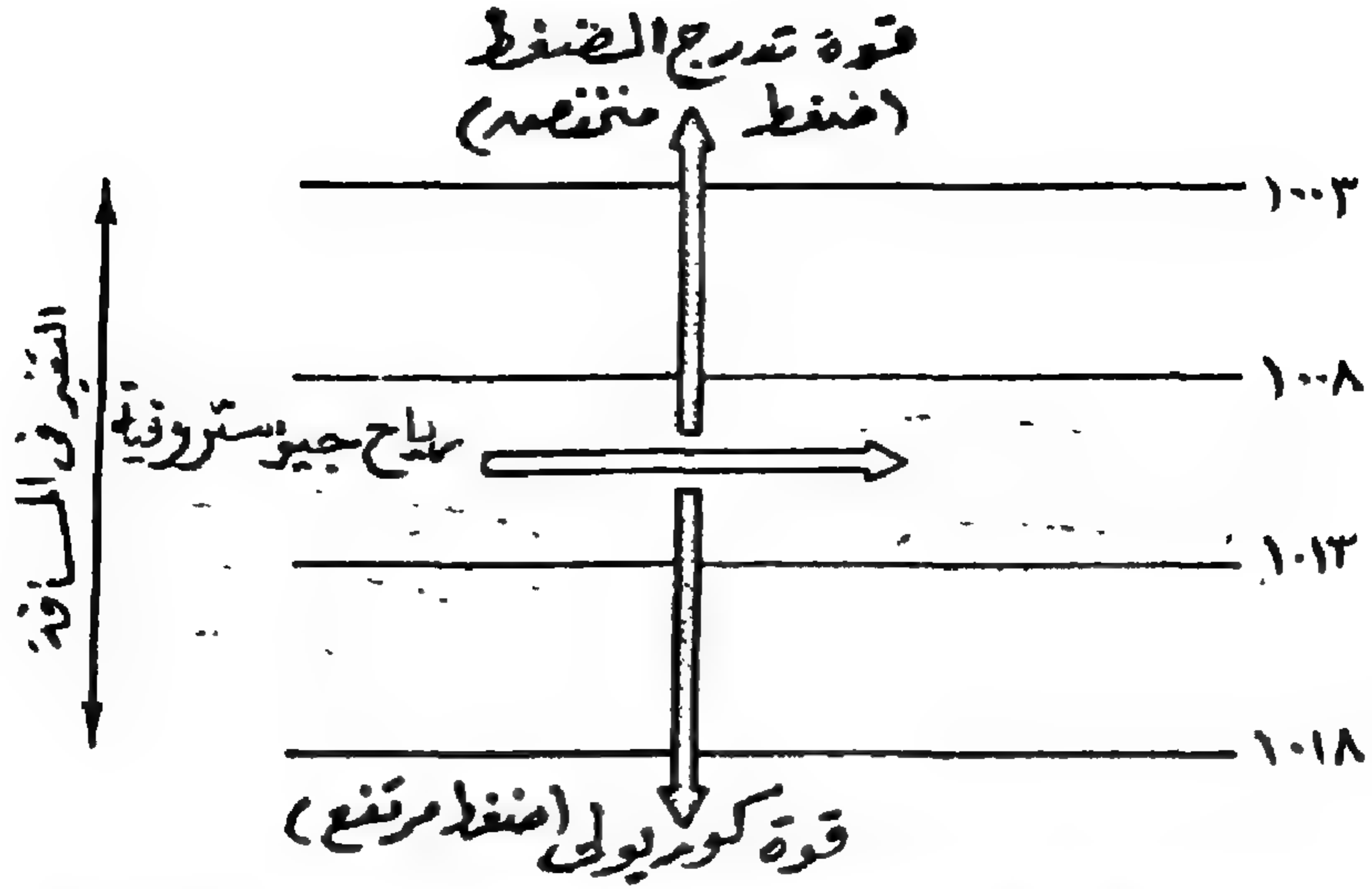
للرياح في نصف الكرة الشمالي (أو نصف الكرة الجنوبي) شكل (١٢-٤) وتكون سرعتها متناسبة مع المسافات بين خطوط الضغط المتساوي. وتكون هذه الرياح الجيوسτροφية المتوازنة والتي تقدر بالكامل من قياسات توزيع الضغط - مائلة تماماً للرياح الفعلية عندما تكون خطوط الضغط المتساوي مستقيمة ومتوازية. وتكون الحركة بعيدة بقدر كاف عن سطح الأرض. وفي الواقع فإن من النادر أن تفي الأحوال الفعلية بهذه الشروط. غير أنه في معظم الوقت لا تكون خطوط الضغط الجوي المتساوي شديدة الانحناء كذلك. وبذا تحقق الرياح المتوازنة تقريباً جيداً للرياح الحقيقية. وبالتالي فإنها تمكّننا في هذه الحالات من الحصول على صورة أفضل بكثير عن الرياح مما يمكن الحصول عليه من عمليات الرصد والقياس المباشرة، والتي تكون عادة قليلة ومكلفة. وهذا الأسلوب التقريبي يمكن أن يستخدم بثقة فيما بعد دائرة عرض ٣٠° في اتجاه القطبين، وذلك لأنه في المناطق الاستوائية تقترب قوة كوريولي من الصفر وبالتالي لا يكون هناك انحراف قوي لاتجاه الرياح.



شكل (١١-٤) الانحراف (السهم الأسود) إلى اليمين بالنسبة لجسم متحرك (اتجاهه الأصلي موضح بالسهم الأبيض) متجه عبر سطح قرص يدور ضد اتجاه دوران عقارب الساعة.

ونادراً ما تكون خطوط الضغط الجوي المتساوي خطوطاً مستقيمة. ففي معظم الأحيان تكون لها درجة انحناء معينة إما اعصارية Cyclonic حيث تتخذ حركة الهواء اتجاهاً ضد اتجاه دوران عقارب الساعة حول منطقة ذات ضغط جوي منخفض، أو ضد اعصارية Anticyclonic وفيها تكون حركة الهواء في اتجاه دوران عقارب الساعة حول نظام من الضغط الجوي العالي (ملاحظة هذه الاتجاهات هي الاتجاهات الخاصة بنصف الكرة الشمالي، وينبغي أن تؤخذ الاتجاهات المضادة لها عند اعتبار نصف الكرة الجنوبي). إلا أنه فيما عدا حالات الحركات صغيرة المستوى أو الحركات المرتبطة بالعواصف الشديدة أو الناتجة عنها، فإن التقريب الجيوستروفي يظل صحيحاً بالنسبة لهذه الحركات المحلية.

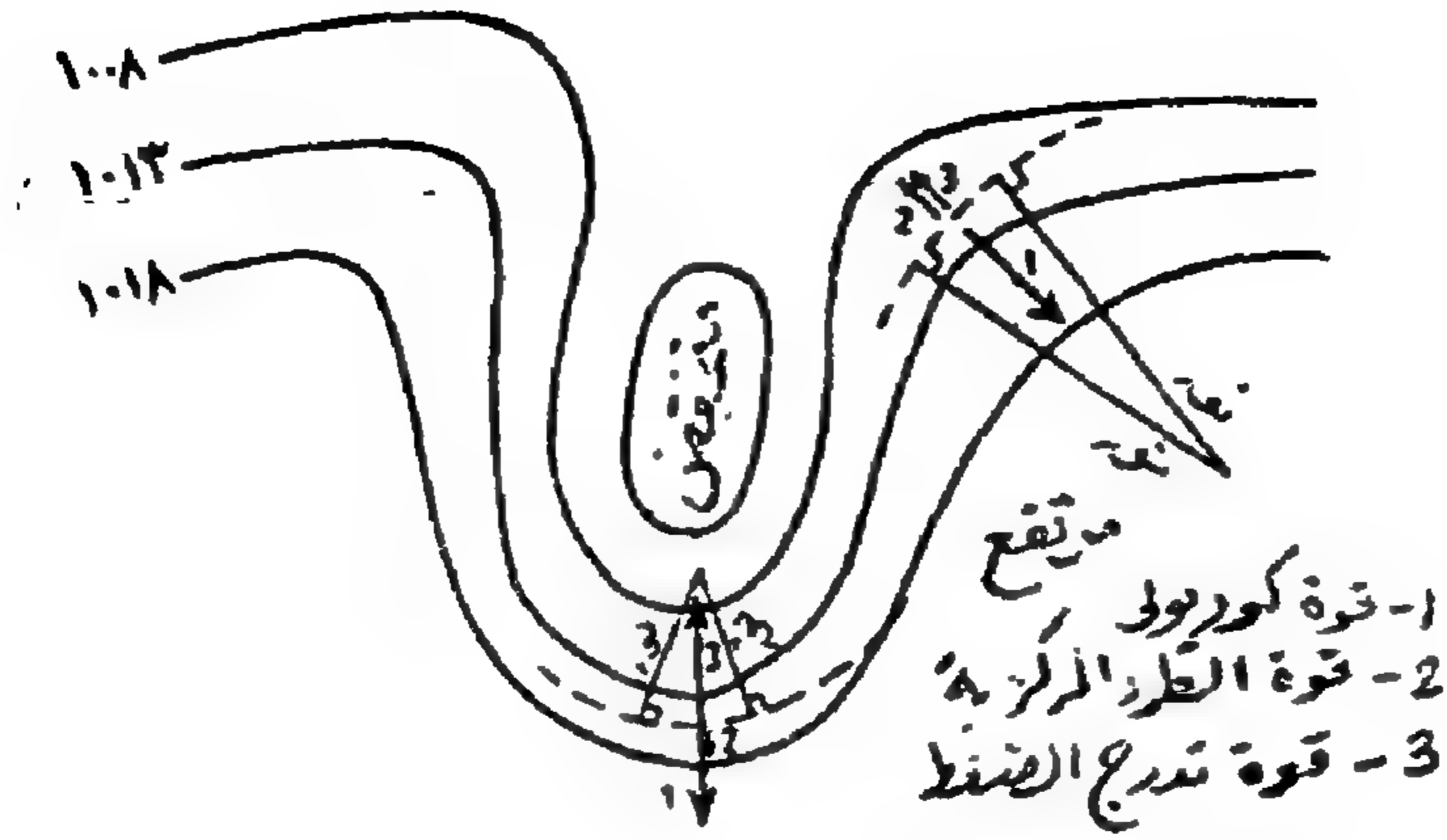




شكل (١٢ - ٤): الرياح الجيوستروفية، والتي تمثل نتيجة التوازن بين قوتي تدرج الضغط وكوريوليس، المتضادتين

### رياح التدرج

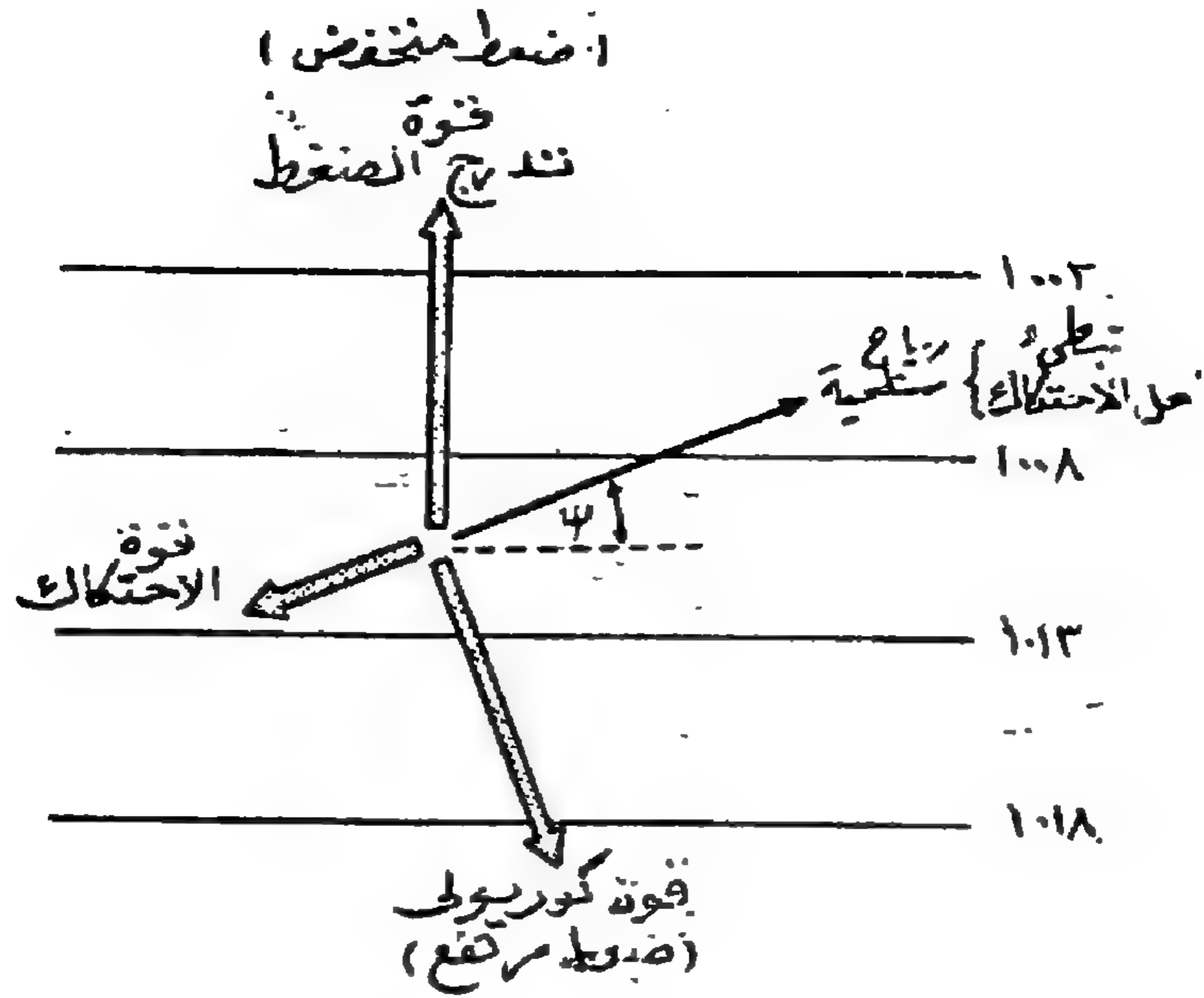
عندما تكون خطوط الضغط الجوى المتساوى منحنية بشكل واضح فإن قوة ثالثة، هي قوة الطرد المركزي Centrifugal Force، يجب أن تؤخذ فى الحسبان. وهذه القوة تعمل إلى الخارج من المركز، بالنسبة لأي حركة. ويمكن توضيحها بسهولة بواسطة تحريك قطعة من الحجر مثلاً مربوطة بخيط، فى شكل دائرة، فالشد الذى يشعر الذراع به أثناء هذه الحركة هو تعبير عن هذه القوة، وفى حالة الدوران حول منطقة ضغط جوى مرتفع، تكون هى القوة فى نفس اتجاه قوة تدرج الضغط، وبالتالي فإنها تؤدي إلى زيادة فى سرعة الرياح عن تلك السرعة المحسوبة للرياح الجيوستروفية. بينما فى حالة الدوران حول منطقة مركز ضغط جوى منخفض فإن قوة الطرد المركزي تضاد فى اتجاهها اتجاه قوة تدرج الضغط، وتقلل من سرعة الرياح (شكل ١٣ - ٤)، وتعرف الرياح الناتجة عن توازن القوى الثلاث برياح التدرج gradient wind. ويكون اتجاه هذه الرياح - شأنها فى هذا شأن الرياح الجيوستروفية - موازياً لخطوط الضغط الجوى المتساوى. وتختلف سرعة رياح التدرج بشكل كبير عن سرعة الرياح الجيوستروفية فقط فى حالة وجود انحناء شديد عند تدرجات الضغط الكبيرة جداً. ففى حالة اعصار مدارى (هاريكين Hurricane) - على سبيل المثال - يمكن أن تكون سرعة التدفق الجيوستروفى المحسوب ٥٠٠ م ث<sup>-١</sup>، بينما تكون سرعة رياح التدرج ٧٥ م ث<sup>-١</sup> فقط.



شكل (١٢-٤) التوازن ثلاثي الاتجاهات بين قوة تدريج الضغط الأفقية (3)، وقوة كوريولس (1)، وقوة الطرد المركزي (2) للتدفق الجوي على طول مسار منعني (الخط المتقطع) له نصف قطر انحناء. وتعرف الرياح الناتجة بـرياح التسرج.

### الرياح القريبة من السطح

بالاقتراب من سطح الأرض يتزايد الشعور بالاحتكاك السطحي للأرض بشكل متزايد. وتعمل قوة الاحتكاك Frictional Force ضد تدفق الهواء بصورة مباشرة فتؤدي إلى التقليل من سرعة الرياح. ونظراً لأن قوة كوريولس هي دالة لسرعة الرياح، فإنها تنخفض كذلك، ويصبح التدفق - حتى في وجود خطوط ضغط جوي متساوي مستقيمة وموازية - تدفقاً غير متوازن (شكل ١٤-٤) وينتج نوع من التدفق المتقاطع مع خطوط الضغط المتساوي متجهاً نحو الضغط المنخفض. وتتوقف الزاوية التي يقطع بها اتجاه الهواء خطوط الضغط الجوي المتساوي على مقدار قوة الاحتكاك. فسطح الماء الأملس نوعاً، نادراً ما يتسبب في حدوث تدفق إلى الضغط الجوي المنخفض بزاوية تزيد عن ٨° مع خطوط الضغط الجوي المتساوي. بينما سطح أرض متعرج كثير التضاريس قد يؤدي إلى حدوث زاوية قد تزيد عن ٢٥°. أما مناطق السطح ذات الخشونة العالية، فبالغالب أنها تخلق نمط دورة خاصة بها في طبقات الهواء الأكثر انخفاضاً وليس أن تعدل فقط من مسار الرياح الجيوسτροφية.



شكل (١٤-٤)، يتمثل تأثير الاحتكاك السطحي (أي التحريك ضد اتجاه دوران عقارب الساعة) في رد الرياح السطحية مقارنة باتجاه التدفق الجيوسטרوفي وكذلك خفض سرعتها.

وتبلغ قوة الاحتكاك أقصى قيمة لها على السطح مباشرة وتتناقص تدريجياً مع الارتفاع حتى تصبح غير ذات تأثير، وعندها يصبح التقريب الخاص بالرياح الجيوسטרوفية (المتوازنة) تقريباً صحيحاً. وهذا الانخفاض في قوة الاحتكاك مع الارتفاع يؤدي كذلك إلى تغيير اتجاه الرياح مع الارتفاع في اتجاه دوران عقارب الساعة فيما يعرف أحياناً باسم حلزون إيكمان Ekman spiral. وتعرف الطبقة التي يكون فيها الاحتكاك مؤثراً باسم طبقة الاحتكاك ويكون الجوفها فوقها جواً حراً.

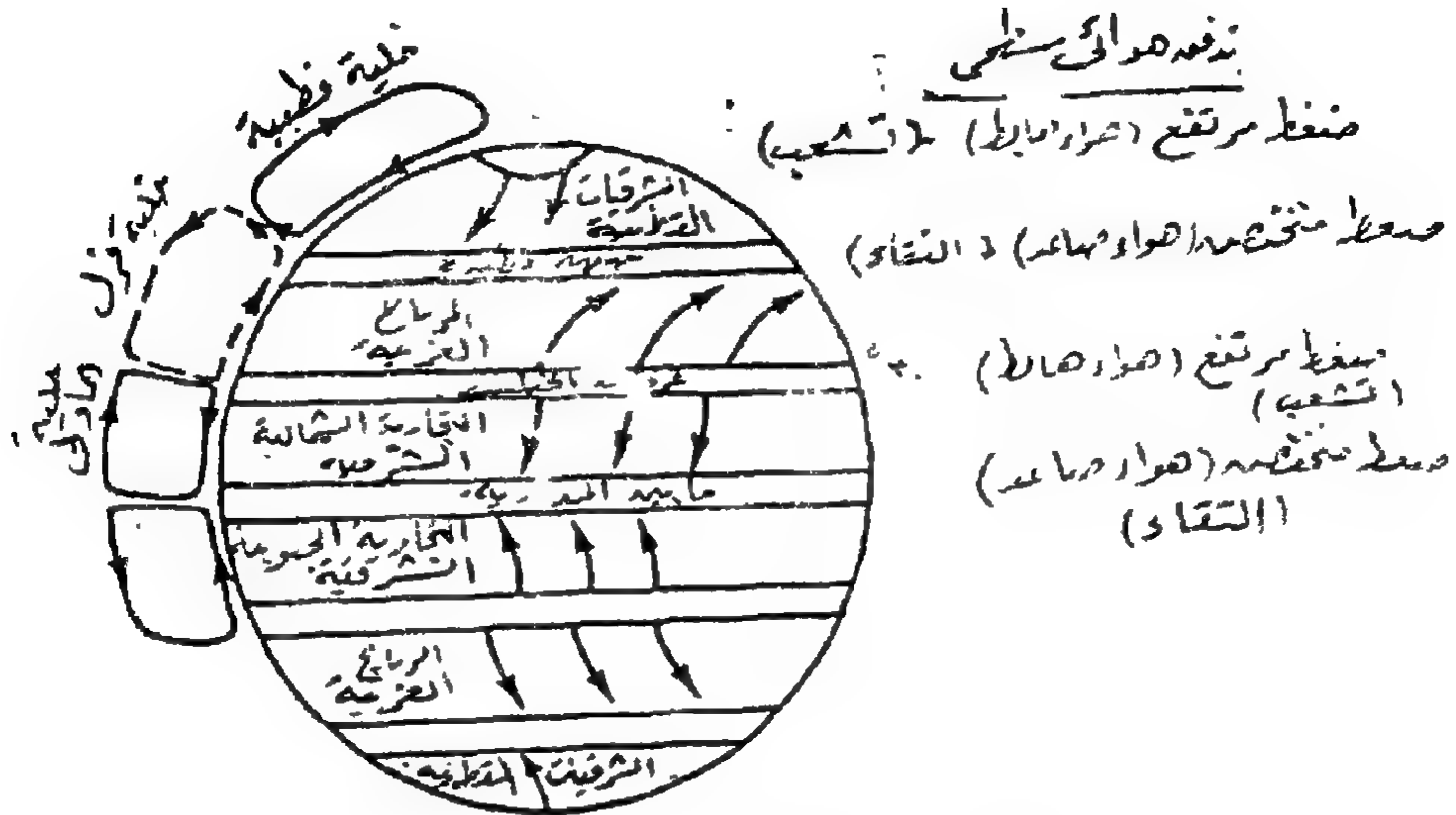
وعند استخدام مفهوم الجو الحر، يفترض أن الحركات كانت كلها أفقية، أو على الأقل قريبة من الأفقية، وبالتأكيد فإنه بالنسبة لأي مستوى معين يعطى التقريب الجيوسטרوفي فكرة جيدة عن أنماط تدفق الهواء. ولكن التفاعلات والداخلات بين المستويات، لا سيما عندما تكون هناك اختلافات مكانية في درجات الحرارة يمكنها أن تؤدي إلى خلق حركات رأسية.

### الدورة العامة للجو

كان التعرف على خصائص الدورة العامة للجو هو القضية المركزية في كل من علم الأرصاد الجوية والمناخ منذ بداية عهدهما كعلمين مستقلين. وقد سارت الملاحظات المقاسة



والنظريات معاً في هذا الأمر، وعندما زادت عمليات الرصد السطحية بشكل كافى لكى تغطى تقريباً سطح الأرض بالكامل، نشأ نموذج الدورة العامة والمعروف بالنموذج ثلاثى الخلايا Three-cell Model كنظرية تتفق مع الحقائق والمعلومات المعروفة (شكل ١٥-٤). رغم أن هذا النموذج يعد الآن مغالياً فى التبسيط إلا أنه لا زال يمثل وسيلة منطقية مفيدة.



شكل (٤-١٥) ، الدورة الجوية ثلاثية الخلايا ، مناطق الضغوط المرتفعة والمنخفضة ، واتجاه تدفق الرياح السطحية

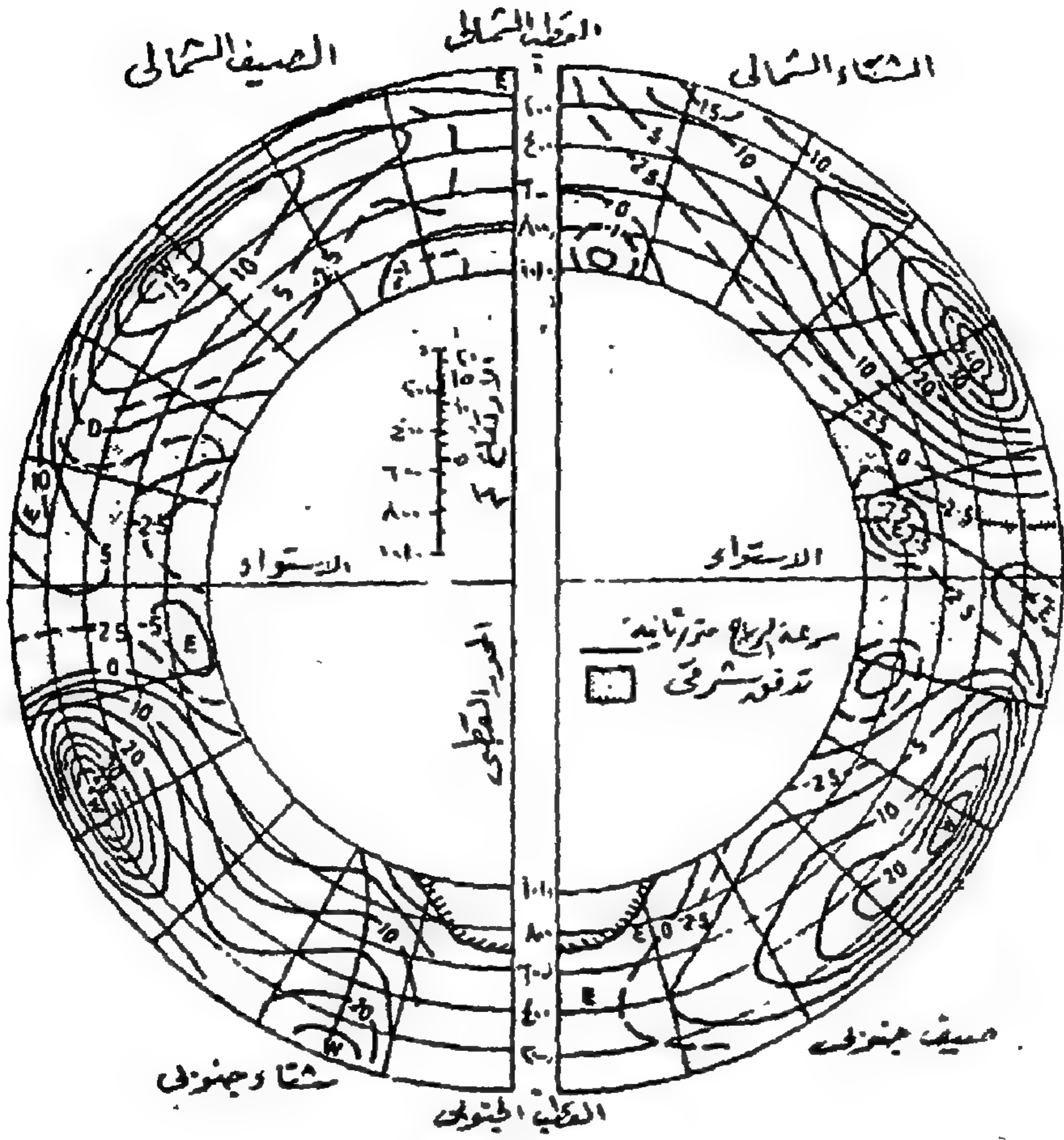
وقد نشأ النموذج من الملاحظات بأن هناك أحزمة إقليمية من الضغط الجوى المنخفض حول خط الاستواء وأيضاً بشكل أقل تحديداً حول دائرة عرض  $60^\circ$  . وأن منطقة الضغط الجوى المرتفع تسود حول دائرة عرض  $30^\circ$  وعند القطبين، وحيث أن الضغط المنخفض يرتبط بالتقارب وبالهواء الصاعد كما أن الضغط الجوى المرتفع يرتبط بالهواء الهابط وبالتباعد السطحي فقد كان تحديد الخلايا الثلاث أمراً بسيطاً نسبياً. وكان المفترض أن الخلايا المدارية والقطبية تنشأ بتأثيرات التسخين السطحي وأطلق عليهما تعبيراً مباشرة حرارية، (أى التى يحدث فيها صعود فوق المناطق الدافئة وهبوط فوق المناطق الباردة)، بينما الخلية الخاصة بمناطق دوائر العرض المتوسطة فهي تنشأ نتيجة للخليتين الأخريين وهى بالتالى غير مباشرة حرارياً، ويؤدى الصعود إلى تكوين السحب وحدوث المطر، بينما تنتج عن الهبوط أحوال جافة خالية من السحب، فيما يتلقى مع ملاحظات دوائر العرض الدنيا. وتتفق حركة الهواء عند السطح أيضاً،

بعد ادخال تأثير قوة كوريولس في الاعتبار، مع الملاحظات بشكل جيد. ويمكن أيضاً أن نرى أن هذا النموذج يعطى الرضائف الأساسية للدورة العامة من حيث إعادة توزيع الطاقة والرطوبة دون تغير في كميات الحركة الزاوية أو التوازن الكتلي لكوكب الأرض.

ومع إجراء المزيد من القياسات خصوصاً في طبقات الجو العليا أصبح واضحاً أن نموذج الخلايا الثلاث غير كامل في كل الدواحي. كما أنه غير صحيح في إحدى هذه المناطق على الأقل. ففي مناطق دوائر العرض المتوسطة يكون اتجاه تدفق الهواء في الطبقات العليا غربياً (شكل ١٦-٤)، وليس شرقياً كما يتوقع النموذج، وفي الواقع فإنه يمكن القول أن رياح الطبقات العليا في مناطق دوائر العرض المتوسطة في كل من نصفى كوكب الأرض ولكل من الفصلين تتميز بالغريبات Westerlies ذات السرعات الشديدة للغاية والتي تتركز على محل ثابت، أو تيارات نفثة Jet Streams وهذه تغير موضعها خلال السنة. وهذه الرياح الغربية (الغريبات) تأخذ حركة على شكل موجات وتعرف هذه الموجات بموجات روسبي Rossby أو بموجات كوكبية المستوى. وهذه الغريبات هي نتيجة للتدرج الحرارى الإقليمى وكذلك للسرعة الزاوية للحركة وتتأثر بخصائص السطح الواقع تحتها.

وهكذا فإن خلية منطقة دوائر العرض المتوسطة، الغير مباشرة حرارياً، هي أكثر تعقيداً مما كان مفترضاً. وفي الحقيقة فإنه لم يعد مناسباً التفكير في هذه المنطقة كخلية. بل إن انتقالات الطاقة الضرورية في اتجاه القطبين تتم عن طريق حركات موجبة أفقية مع ما تسببه من اضطرابات. وتظل الخليتان المباشرتان حرارياً باقيتين، رغم أن المفاهيم الخاصة بالميكانيكيات المتسببة فيهما قد تغيرت.

ويوضح شكل (١٧-٤) أكثر ملامح الدورة العامة أهمية. وهذه الملامح تشمل الرياح الغربية (الغريبات) عالية المستوى وذات السرعة العالية في كل من نصفى كوكب الأرض (موجات روسبي Rossby Waves) والتي تسود نظام الرياح الإقليمى (شكل ١٧-٤ (أ)) وكذلك الدورة الخلوية القوية بالقرب بين خط الاستواء والتي تظهر بوضوح في مجال الرياح الرأسى والموضح بشكل (١٧-٤) (ج)، إلا أن الدورة يجب أن ينظر إليها كنظام واحد تتصل كل أجزائه، وهي رؤية تتضح أهميتها بشدة بإدخال المعلومات المستمدة من أرصاد وقياسات الأقمار الاصطناعية في الصورة التي لدينا. ومع هذا - وبرغم التعديلات اللازمة - فإن نظام الخلايا الثلاث أو بالأحرى إطار الأقسام الثلاثة والذي يضم خلية هادلى Hadley cell وموجات روسبي Rossby Waves، والخلية القطبية Polar cell ينعكس بشكل ظاهر في صور الأقاليم المناخية.



شكل (٤-١٦)، الرياح الإقليمية المتوسطة (شرق - غرب) مأخوذة كمتوسطات عبر دوائر العرض لصيف نصف الكوكب الشمالي (إلى اليسار) وشتاء لنصف الكوكب الشمالي (إلى اليمين).

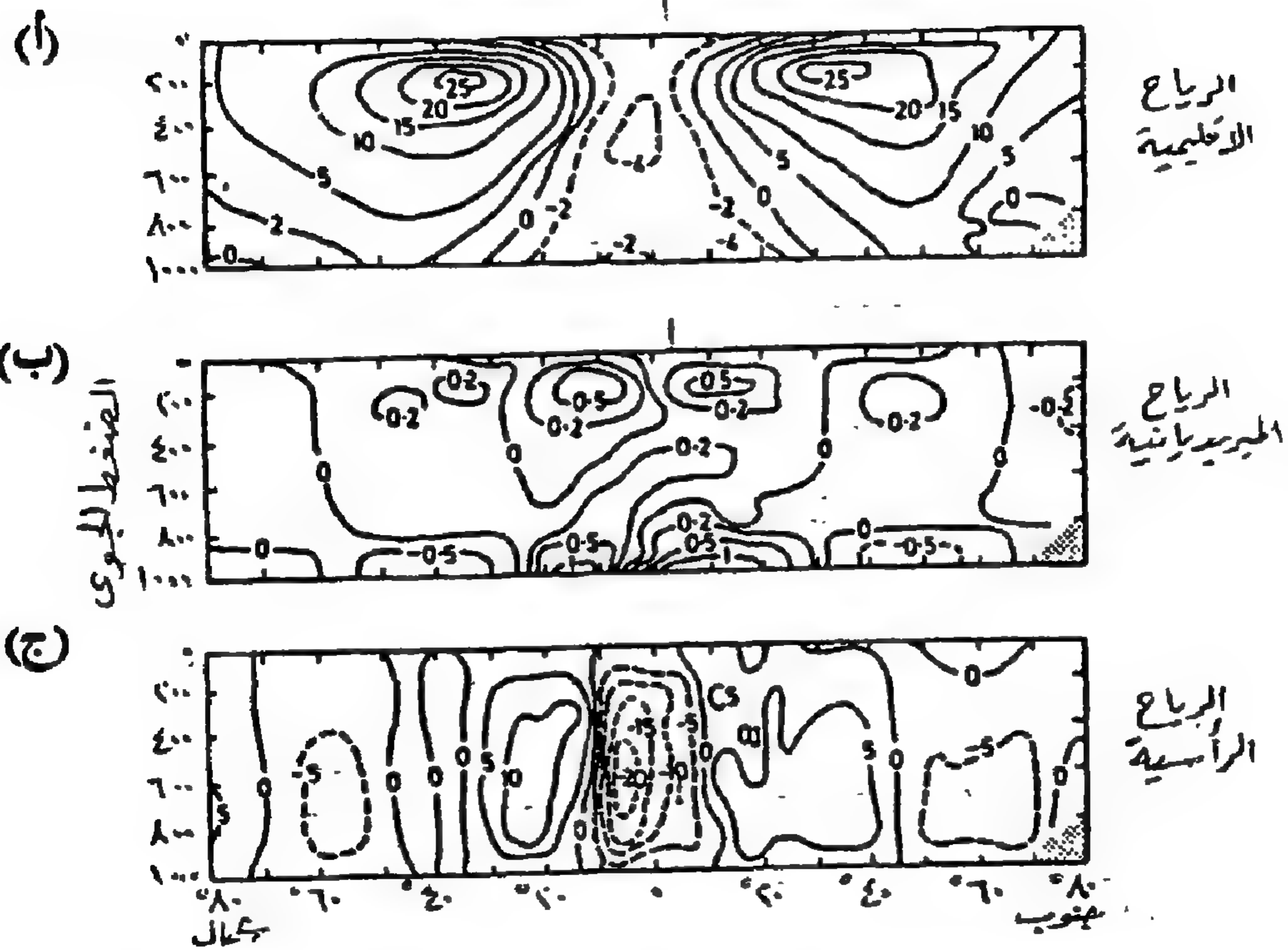
فالدورة في مناطق دوائر العرض المتوسطة تبدو أكثر تعقيداً منها في المناطق المدارية أو القطبية. وتنشأ الفروق أساساً نتيجة لاختلاف الميكانيكيات المسؤولة عن عمليتي إعادة توزيع كل من الطاقة والماء. فالانتقال الميريدياني (الانتقال بامتداد إحدى مناطق خط الطول) وهو نوع الحركة الذي يشبه الحركة الخليوية يسود في المناطق المدارية بينما الانتقال الدوامي - الحركات الموجبة الأفقية - يسود في مناطق دوائر العرض المتوسطة (شكل: ١٨ - ٤).

#### نظام خلية هادلي Hadley cell

توجد الخلية المدارية المباشرة حرارياً، أو خلية هادلي Hadley بشكل عام، وعند دوائر العرض الدنيا في هذه المنطقة، وحيث تكون معالم الصيف والشتاء الحرارية غير محددة فإن أثر



القارية يكون ضئيلاً جداً، وبذا يكون توزيع الحرارة قرب السطح متجانساً تقريباً على المستوى الإقليمي مع انخفاض في درجة الحرارة في اتجاه القطبين، ويكون توزيع الضغط الجوي الأساسي إقليمياً كذلك. ويمثل سطح الأرض، الذي يستمد حرارته من امتصاص الأشعة الشمسية، مصدراً لمد طبقات الجو السفلى بالحرارة. كما تمثل الحرارة الكامنة المنطلقة نتيجة لحركات الحمل بداخل الهواء الصاعد في المنطقة المعروفة بمنطقة التقارب بين المدارية Intertropical Convergence Zone (ITCZ) - وحيث تتقابل الخلايا من كل من نصفي الكوكب - مصدراً آخر للحرارة، أما بالنسبة لمواقع مصبات الحرارة (أو المخارج) فتكون عند قمة الغلاف الجوي وكذلك عند طرف الخلية الأقرب لاتجاه القطب.



شكل (١٧-٤)، الضغوط الجوية ودوائر العرض، تمثل متوسطات سنوية لكل من (أ) الرياح الإقليمية (أي حول منطقة خط عرض معينة)، (ب) الرياح الميريدانية (أي على طول إحدى مناطق خطوط الطول)، (ج) الرياح الزاوية يوضح الشكل موقع التيارين النفاثين عند حوالي دائرة عرض ٤٠°.

وتدفع دورة هادلي بتأثير الامداد المتواصل من الحرارة للجو وتتأثر المكونات الأفقية بشكل طفيف فقط بانحراف كوريولي عند دوائر العرض الدنيا نفسها. وبالتالي فإن الرياح الناتجة والمعروفة بالرياح التجارية trade winds لاتهب موازية لخطوط الضغط الجوي المتساوي دائماً، وإنما يكون لها مكون واضح متقاطع مع هذه الخطوط يهب في اتجاه خط الاستواء عند مستويات منخفضة وفي اتجاه القطب في طبقات التروبوسفير العليا. وهكذا فإن نظام (نمط) الرياح يسمح بانتقال مباشر للطاقة عن طريق التدفق الميريداني (\*) بعيداً عن خط الاستواء. وقد

(\*) التدفق بين خطوط الطول.





ومن الناحية النظرية، فإن الخلية القطبية polar cell تشبه خلية هادلي. فالسطح المغطى بالثلوج والجليد ينتج عنه توزيع متجانس للحرارة. وهذه تؤدي إلى حركات خلية، وبالطبع فإنها في الحالة تنحرف بالكامل لتصبح تدفقاً إقليمياً بتأثير قوى كوريولس. وتكون الرياح الشرقية (السرعات) السطحية الناتجة ضعيفة نسبياً على مدار العام عند دوائر العرض العليا بالمنطقة القطبية الشمالية ولكنها تكون ملمحاً أقوى نوعاً فوق المنطقة القطبية الجنوبية في صيف نصف الكوكب الجنوبي (شكل ١٦-٤) ويكون هناك ركود جوي بشكل عام. وخلال الشتاء في كل من نصفي الكوكب تحدث مزارع محلية قصوى عند  $75^\circ - 80^\circ$  قد تكون شديدة السرعة وتكون أكثر وضوحاً وتطوراً في نصف الكوكب الجنوبي. وهذه الصفة - والتي يمكن اعتبارها امتداداً للرياح الغربية بمناطق دوائر العرض المتوسطة - تغطي على الدورة القطبية وعلى هذا فإن الخلية القطبية «الخالصة» تكون ضعيفة التكوين نوعاً ويكون هناك قدر ضئيل نسبياً من الانتقال المريدياني وعلى كل الأحوال فإن امتدادها الجغرافي صغير جداً وفي كل من نصفي الكوكب يمكن اعتبارها المنطقة التي يجب أن تنتقل إليها الطاقة وبالتالي فليس لها دور كبير تلعبه بنفسها في عمليات انتقال الطاقة.

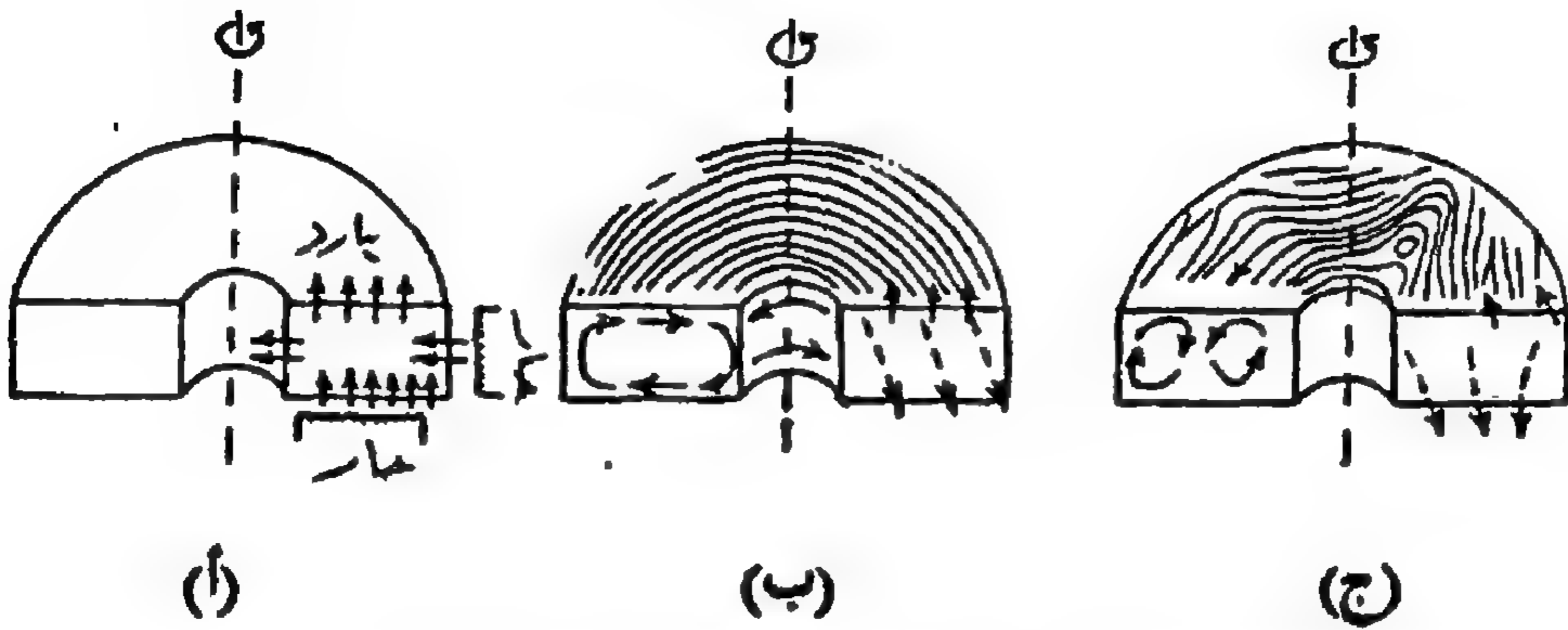
ويعد التقسيم الحالي للدورة العامة للجو إلى ثلاث مناطق رئيسية تقسيماً مستقراً إلى حد ما وقد تبين ذلك من كل من النتائج الحسابية ومن خلال عمليات التمثيل المعملية للحركات الجوية باستخدام تجارب أجهزة dishpan. وهو تركيب حلقى ملئ بأحد السوائل يمكن إدارته بمعدلات مختلفة كما يمكن تسخينه من القاع ومن حوافه الخارجية (شكل ١٩-٤) وعلى هذا فهو نوع النماذج المصغرة للغلاف الجوي للأرض. ويمكن تمثيل دورة خلية مفردة تشبه في طبيعتها إلى حد كبير دورة هادلي بتعريض النموذج لقدري بسيط من التسخين عند القاعدة وعند الحافة الخارجية مع تعريضه للدوران بمعدل بطيء نسبياً، وبزيادة معدل الدوران وكذلك التدرج الحراري لتمثيل الظروف الجوية الموجودة بالفعل بشكل أدق فإن هذا النظام المفرد ينهار. وتصبح دورة هادلي محصورة في المناطق «المدارية» بالقرب من الحافة الخارجية وتنشأ دورة مشابهة لنظام روسبي في مناطق دوائر العرض المتوسطة والعليا وفي بعض الأحوال تنشأ أيضاً دورة قطبية ضعيفة جداً. ويظل هذا النظام سارياً عبر مدى واسع نسبياً من معدلات الدوران وتدرجات الحرارة مما يعني أن النظام الجوي الحالي «ثابت» أو «مستقر» على الأقل بالنسبة للمدى من معدلات الدوران والتدرجات الحرارية أو تدرجات الطاقة الممكنة الحدوث في مدى المستقبل المنظور. وهذه النتائج بالطبع لا تدل على مناخ غير متغير بل إنها تشير إلى مناخ يمكن أن يتغير في نطاق الحدود المفروضة عليه من واقع تركيب ونظام الدورة للجو العامة.

### موجات روسبي Rossby Waves

تعمل موجات روسبي هي أكثر ملامح دورة مناطق دوائر العروض الوسطى أهمية. فهذا النظام من التدفق (شكل ٢٠-٤) يؤثر على سمك طبقة التروبوسفير بالكامل كما أنه يغطي معظم منطقة دوائر العروض الوسطى. إلا أن هذه الموجات تكون أكثر تطوراً ووضوحاً في حزمة ضيقة نسبياً عند دوائر عرض محددة. وهذه الحزمة هي المنطقة التي يتكون فيها التدرج



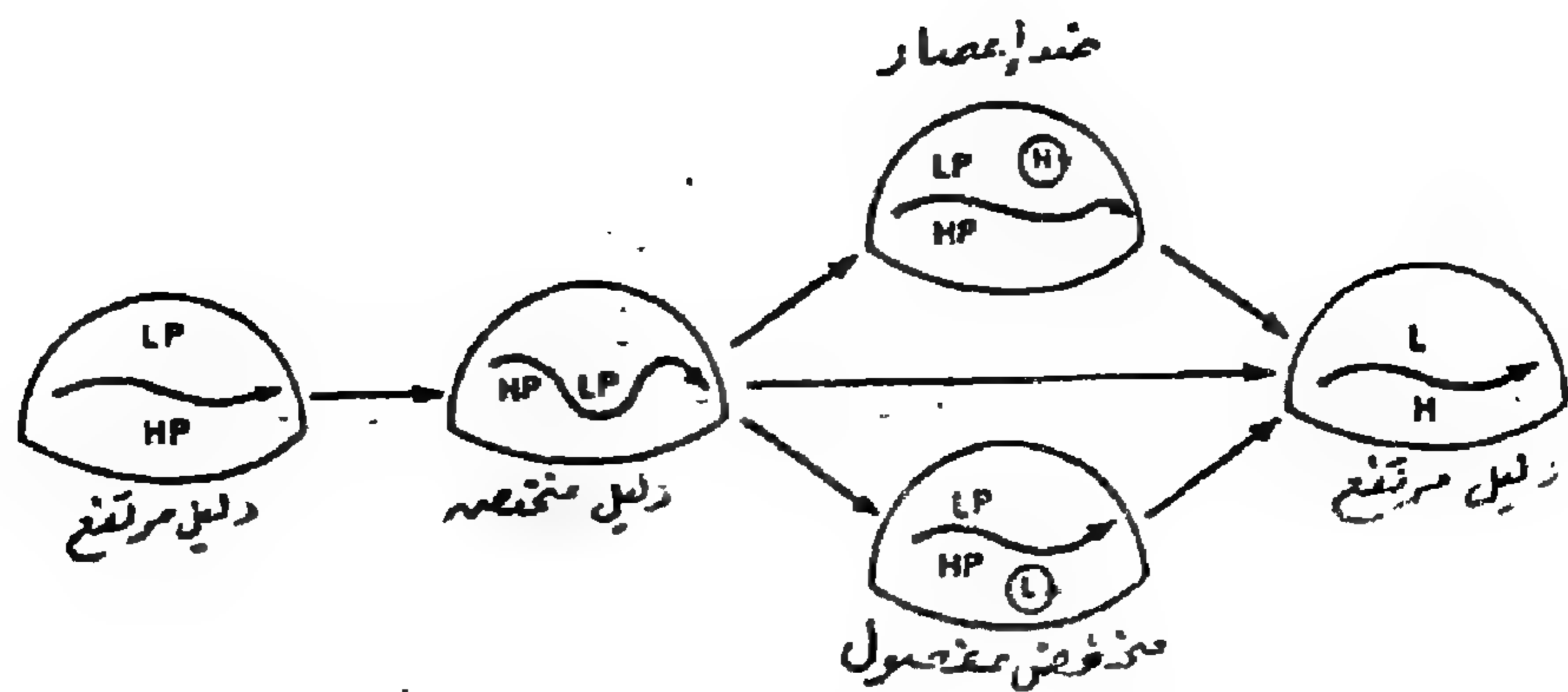
الحرارى الرئيسى باتجاه القطب، ويترتب على هذا مجموعة من الآثار، فيتكون تدرج حرارى أفقى ملحوظ على السطح مما يؤدي إلى تكون الجبهة القطبية Polar Front (شكل ٢١-٤). وحالة عدم الاتصال الحرارى الرئيسى هذه - رغم أنها غير مستمرة حول نصف الكوكب بالكامل - إلا أنها تغطي جزءاً كبيراً منه. وهى تمتد إلى أعلى فى شكل سطح جبهى Frontal Surface خلال معظم عمق طبقة التروبوسفير. وعلى كل الأحوال فإنه تحدث زيادة فى سرعة الرياح من الارتفاع فيما يؤدي إلى تكون التدفق السريع للتيارات النفاثة عند منطقة التروبوز أو تحتها مباشرة وهذه التيارات النفاثة تتخذ شكل حزام الهواء سريع الحركة يمتد سمكه عدة مئات من الأمتار وعرضه عدة كيلومترات ويمتد لمئات أو آلاف الكيلومترات طولاً.



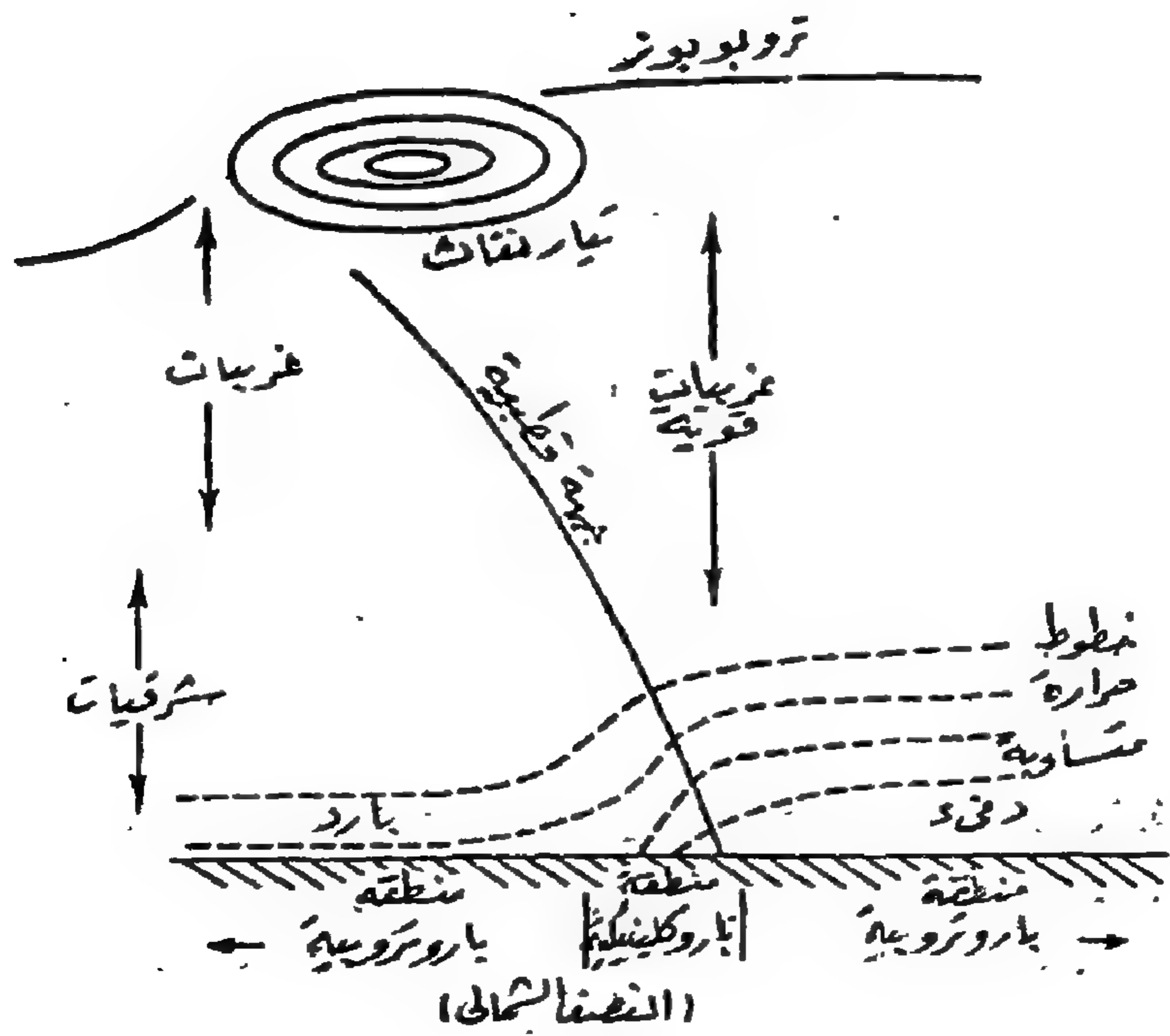
شمال، (١٩-٤) تجربة تسخين متفاوت لتكوين حلقى يدور توضيح، (أ) نظام التسخين، (ب) التدفق المتماثل أي دورة هادلي، في حالة سرعة دوران منخفضة، و (ج) نظام موجة روسبي في حالة دورة أعلى سرعة.

ويختلف موقع هذه الملامح الثلاثة المرتبطة - موجات روسبي والجبهة القطبية والتيارات النفاثة - مع الوقت. وبشكل عام فإن موجات روسبي تميل للحركة متجهة شرقاً بمعدل حوالى ١٥° من دوائر العرض فى اليوم رغم أنها قد تبطئ سرعتها أو حتى «تحتجز» بواسطة أحد الحواجز الطبوغرافية الكبيرة كجبال روكى مثلاً. وبالإضافة إلى هذا فإن ميكانيكيات الموائع الخاصة بالتدفق تفرض على هذه الموجات تغييراً فى اتساع الموجة وكذلك فى شكلها مع الوقت، زيادة على هذا فإن التيارات النفاثة - والتي تعد غير مستقرة ديناميكياً - يمكن أيضاً أن تؤدي إلى خلق مسارات متعرجة خاصة بها، وهذه قد تؤدي أيضاً إلى تغير فى شكل موجة روسبي. وبالمثل فالجبهة القطبية يمكن أن تغير من موضعها وتؤثر بالتالى على العنصرين الآخرين.

ويمثل سطح الأرض حدوداً فاصلة بالنسبة لكل العمليات الجوية ولذلك فإن تأثيره على الدورة العامة للجو يجب أن يؤخذ فى الحسبان. وقد أوضحنا من قبل أنه - عملياً - تأتي كل الطاقة الداخلة لنظام الجو من هذا السطح، إما كنتيجة لامتصاص الجو للأشعة طويلة الموجة المنبعثة من سطح الأرض أو نتيجة لانتقالات الحرارة المحسوسة أو الكامنة. ويغير احتكاك سطح



شكل (٤-٢٠) التغيير في نمط تدفق موجة روسبي في الانتقال من نظام دليل مرتفع إلى دليل منخفض ثم من نظام دليل منخفض إلى مرتفع.



شكل (٤-٢١) مقطع لجزء منطقة دوائر العرض المتوسطة موضعاً مكان الجهة القطبية والتيار النفثات.

الأرض اتجاه الرياح القريبة من السطح كما أنه يعمل كمصّب للطاقة الحركية kinetic energy حيث تنتقل الطاقة المستخلصة من الرياح عند انخفاض سرعتها إلى سطح الأرض، وهذا التبادل لطاقة الحركة رغم أنه أقل كثيراً من مقدار تبادلات الحرارة المحسوسة والحرارة الكاملة بين سطح الأرض والجو إلا أن له دوراً مهماً في حفظ توازن كميات الحركة الزاوية angular momentum لكوكب الأرض وكذلك في خلق الحركة في المحيطات. ومن هنا فإن كلا من الخاصيتين الحرارية والاحتكاكية للسطح يكون لها تأثير كبير على الجو. وفي هذا الصدد فإنه يمكننا أن نقسم الأرض إلى ثلاثة أنواع أساسية من الأسطح: المياه (المحيطات)، والثلوج والجليد، والأرض (اليابس).

### المحيطات

تتمثل أكثر خصائص المحيطات أهمية فيما يتعلق بالدورة الجوية في طاقة التخزين الحرارية الكبيرة التي تمتلكها. فبالمقارنة نجد أن تخزين الحرارة في الجو هو أقل منه للمحيطات بترتبة أسية واحدة. ومن حيث الكتلة فإن الغلاف الجوي يعادل طبقة من الماء عمقها ١٠ أمتار فقط. وإذا اعتبرنا فقط الطبقة المختلطة من المحيط، وهي الطبقة السطحية حيث يمكن أن تحدث حركة خلط رأسية، والتي تمتد بعمق ٧٠ متراً، فإنه وبما أن السعة الحرارية للماء أكبر منها للهواء بمقدار ٤.٢ مرة فإن هذه الطبقة العليا للماء يمكنها أن تخزن حرارة بمقدار حوالي ٣٠ ضعفاً تقريباً عما يمكن للجو تخزينه. وهكذا فإنه بالنسبة لمقدار معين من التغير من المحتوى الحراري يكون التغير في درجة الحرارة في الجو أكبر بحوالي ٣٠ مرة منه في المحيط. وحيث أن انبعاث الطاقة الحرارية هو دالة لدرجة الحرارة فإن المحيط سيفقد حرارته بالإشعاع بمعدل أبطأ بكثير عن الهواء. وتكون النتيجة النهائية لهذا أن تغيرات درجة الحرارة تكون أقل بكثير، وتكون كذلك أقل سرعة، في المحيطات عنها في الهواء. أما التخزين الحراري بواسطة أسطح الأرض (اليابسة) فيمثل مقدراً متوسطاً بين الماء والهواء وبالتالي فإن التغير في درجات الحرارة لأسطح اليابس تكون أكبر منها بالنسبة للماء ولكنها تكون أصغر من التغيرات بالنسبة للهواء.

وتشمل التفاعلات الرأسية بين المحيطات والجو عمليات تدفق للرطوبة والحرارة وكميات الحركة والغازات. وأحد التدفقات الأكثر أهمية هو تدفق كميات الحركة. فطاقة الحركة هذه تنتقل إلى المحيط كلما هبت فوقه الرياح، فطاقة الحركة في الرياح تتحول إذن بالفعل إلى طاقة حركة أخرى تنشأ عنها تيارات المحيطات. وعلى مستوى صغير تنتج الأمواج، بينما على المستوى الأكبر وحيث تهب الرياح الشديدة تكون قوى الشد على المحيط كافية لأن تؤدي إلى حركة المياه السطحية الدافئة والتي تستبدل حينئذ بمياه صاعدة أكثر برودة تأتي من أعماق أكبر وهكذا تنشأ سلسلة من الأحداث بادئة بسطح الماء الساخن، فهذا الماء يميل لصنع أحوال جوية غير مستقرة وهي الأحوال التي تعد مناسبة لتكون العواصف والرياح الشديدة. وهذه بدورها تؤدي إلى سحب الماء البارد إلى أعلى، وهو الماء الذي يعمل على استقرار الجو وإضعاف الرياح. وهذا يعد مثالا على رد الفعل السلبي بداخل نظام المناخ.



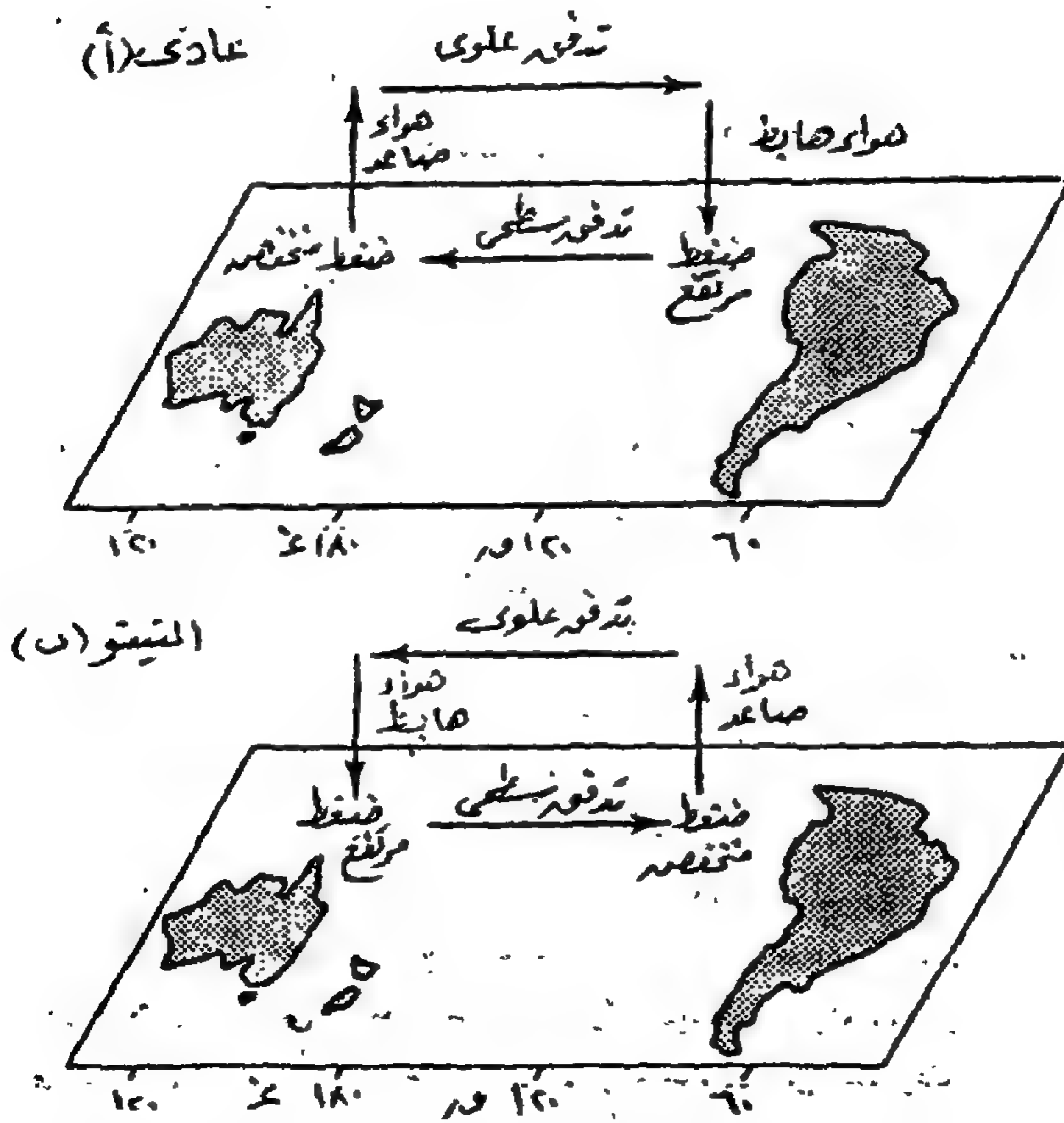
## دورة ووكر والنينو Walker Circulation and El Nino

يقدم نظام دورة ووكر Walker circulation (شكل ٢٢-٤) مثالاً كبير المدى لهذا النوع من التفاعلات. فحالة الدورة الجوية العادية تمثل بخلية ذات استطالة يمكن ملاحظتها عبر المحيط الهادى. وبالقرب من سواحل أمريكا الجنوبية تهب الرياح بعيدة عن الشواطئ وينتج عنها حالات صعود (رفع) Upwelling المياه إلى أعلى، هذه المياه تكون درجة حرارتها أبرد بحوالى ٥ درجات من المياه فى الأجزاء الغربية من المحيط الهادى. ويحدث استقرار للهواء بفعل المياه الباردة فلا يستطيع الارتفاع وللحاق بدورة هادلى Hadley العادية. ولكنه بدلاً من هذا يهب باتجاه الغرب مكوناً الرياح التجارية الجنوبية الشرقية عبر المحيط الهادى إلى منطقة غرب المحيط الهادى الدافئة حيث يكتسب رطوبة وحرارة ويرتفع إلى أعلى. ويتدفق بعد ذلك بعض من هذا الهواء المرتفع باتجاه الشرق لى يكمل الخلية.

ويحدث اضطراب فى نمط الدورة هذا كل ٢-٧ سنوات، فترتفع درجة حرارة سطح المحيط فجأة عند سواحل بيرو حوالى ٤° متسببة فى موت بعض الأسماك خصوصاً من نوع الأنشوجة Anchovies ومؤدية بالتالى إلى إحداث اضطرابات فى الاقتصاد المحلى ويعرف هذا التأثير باسم النينو El Nino الذى يتوافق حدوثه مع وقت أعياد الميلاد Christmas. ويفترض أن ظهور هذا الماء الدافئ يرجع إلى تيارات استوائية تأتى من المناطق الغربية للمحيط الهادى. وفى كل الأحوال فالنتيجة تتمثل فى حدوث دورة من نوع ووكر معكوسة إلا أنها أضعف (شكل ٢٢-٤) ودورة من نوع هادلى قوية. ودورة هادلى القوية هذا تؤدى إلى زيادة الرياح التجارية السطحية والتي تؤدى إلى منع الماء الدافئ من التدفق عبر المحيط الهادى منبهة بذلك ظاهرة El Nino. وعندما يسود الماء البارد من جديد فى مناطق المحيط الهادى الشرقية فإن خلية هادلى تضعف وتصبح الظروف مواتية لعودة تيارات المياه الدافئة.

ويبدو أن هناك علاقة بين التذبذبات فى اتجاه دورة ووكر وبعض المظاهر الشاذة فى مناخ نصف الكوكب الجنوبي إلا أن هذه العلاقات غير مفهومة بالكامل. فعلى سبيل المثال يبدو أن الجفاف فى أستراليا مرتبط بانحرافات سالبة فى درجات حرارة سطح البحر فى المناطق الغربية من المحيط الهادى والتي تحدث وقت حدوث نظام دورة El Nino. ومن المؤكد أن شدة دورة ووكر والتي تتفاوت تبعاً للتغيرات فى درجة حرارة المحيط تمثل أحد المكونات المهمة فى ظاهرة التذبذبات الجنوبية. وتتميز هذه الظاهرة بحدوث تبادل هوائى بين الضغط المنخفض لمنطقة الجزر الأندونيسية والضغط المرتفع لمنطقة جنوب شرق المحيط الهادى. ويحدث على فترات تتراوح من سنة واحدة إلى خمس سنوات بفترة متوسطة قدرها سنتان ونصف. ويمثل التذبذب الجنوبي واحداً من الارتباطات القليلة الموثقة (المسجلة) بين الدورات الجوية والأحوال فى المناطق السطحية والعميقة من المحيطات. وفى الوقت الحاضر، لا يمكننا سوى أن نقترح أن حدوث الانحرافات فى درجات الحرارة السطحية للمحيطات يبدو أنها تتوافق مع حدوث اضطرابات فى الأنماط المناخية حول الأرض. كما أنه يبدو أن مواقع موجة روسبي Rossby تكون ذات حساسية شديدة لمثل هذه الاختلافات أو الاضطرابات.

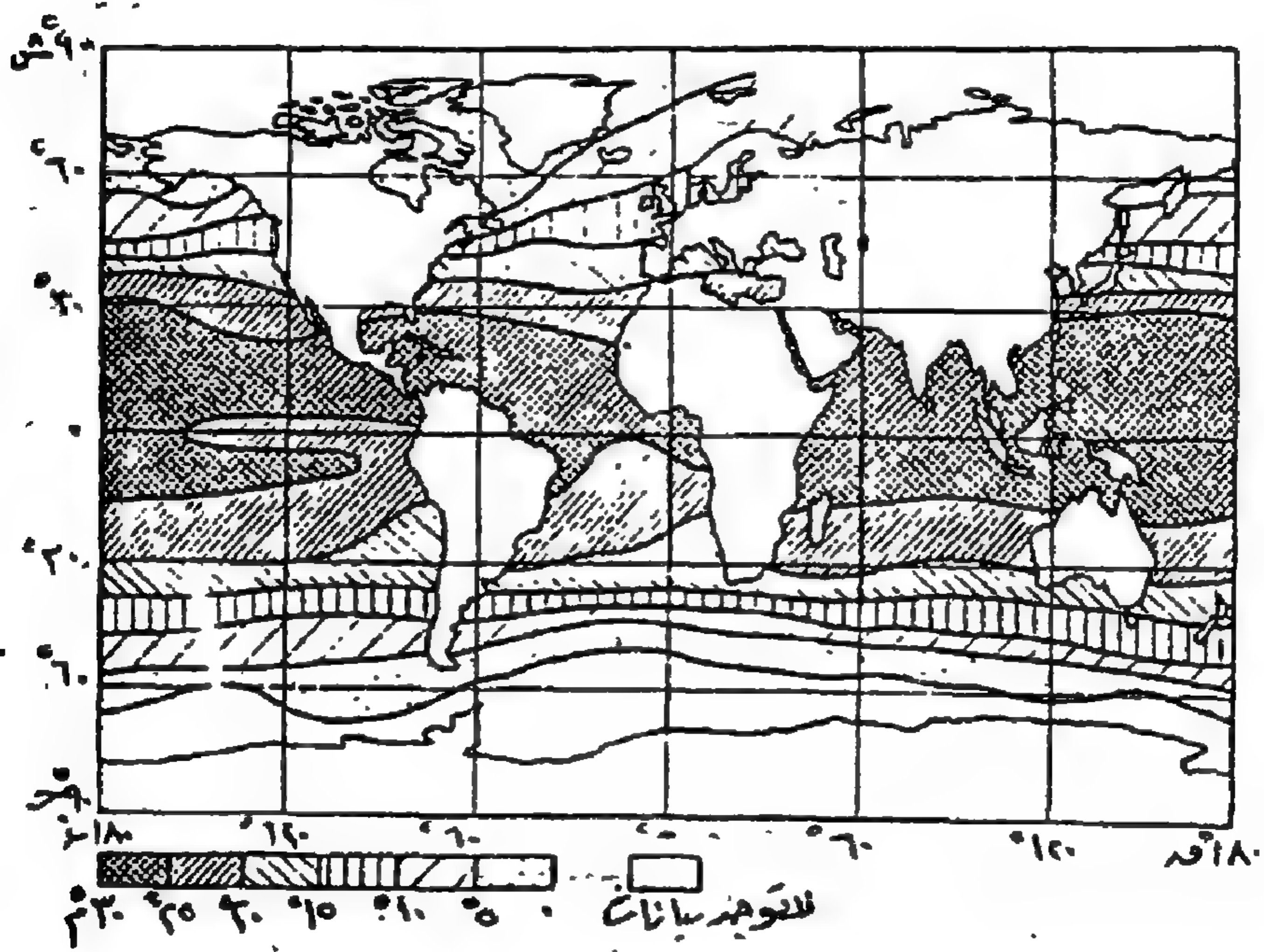
وتعتمد أية محاولات لفهم الروابط بين المحيطات والجو بطبيعة الحال على وجود عمليات رصد ملائمة لكليهما. ويمثل تعيين درجة حرارة السطح البحر أهمية خاصة. وحتى وقت قريب كانت الطرق الوحيدة لقياس درجات الحرارة هذه تعتمد على استخدام العوامات المثبتة منها والمتحركة، أو على القياسات المباشرة بواسطة السفن. وبينما يمكن أن تعطى العوامات نتائج دقيقة إلا أن تشغيلها ومراقبتها تتطلبان جهداً وتكاليف كبيرين. أما القياسات المأخوذة بواسطة السفن فتكون بالطبع ممكنة فقط حينما توجد هذه السفن، فهي تغطي بالنسبة للمناطق التي تتخللها خطوط الرحلات الرئيسية، وحتى في هذه الحالة فإن المناطق والأوقات ذات الأحوال الجوية السيئة تكون مستبعدة. وزيادة على هذا فإن قياسات السفن تكم عادة في منطقة مداخل المحركات وبالتالي فهي تمثل درجات حرارة المحيط على عمق يقارب ٥ أمتار وليس درجات حرارة سطح الماء الفعلي.



شكل (٤-٢٢) : حالتا دورة ووكر Walker circulation اللتان يشكلان جزءاً من التذبذبات الجنوبية. وفي أثناء فترة النينو El Niño تكون الدورة في اتجاه معاكس لاتجاه التدفق العادي.



ولا تخضع قياسات الأقمار الاصطناعية للمحيطات لمثل هذه القيود. فالمحيط يمثل ربما أبسط أنواع الأسطح بالنسبة لتكنولوجيا الاستشعار عن بعد. ويرجع هذا إلى أن كلاً من الألبيدو، ودرجة الحرارة، والانبعائية تتفاوت بدرجات طفيفة فقط عبر مساحات شاسعة من السطح. وخلافاً لقياسات العوامات والسفن، فإن قياسات الأقمار الاصطناعية لدرجة حرارة المحيطات تكون متجانسة مكانياً ومنظمة زمنياً. ويوضح شكل (٢٣-٤) توزيع درجات حرارة سطح البحر لشهر نوفمبر ١٩٨٣ المشتقة بواسطة طريقة القنوات المتعددة لقياس درجة حرارة سطح المحيطات. وفي هذه الطريقة تستخدم ثلاث قنوات لها مدى من أطوال الموجات يبلغ ٣.٩٣-٣.٥٥ ميكرومتر، ١٠.٣-١١.٣ ميكرومتر، ١١.٥-١٢.٥ ميكرومتر والقناتان الأخيرتان تقيسان الأشعة الحرارية تحت الحمراء بينما القناة ذات الموجة ٣.٧ ميكرومتر تقيس خليطاً من الاشعاع الشمسي المنعكس والأشعة الحرارية تحت الحمراء المنبعثة أثناء النهار.



(شكل رقم ٢٣-٤) درجات حرارة سطح المحيطات المشتقة من القياسات الاصطناعية للأقمار الاصطناعية لشهر نوفمبر ١٩٨٣

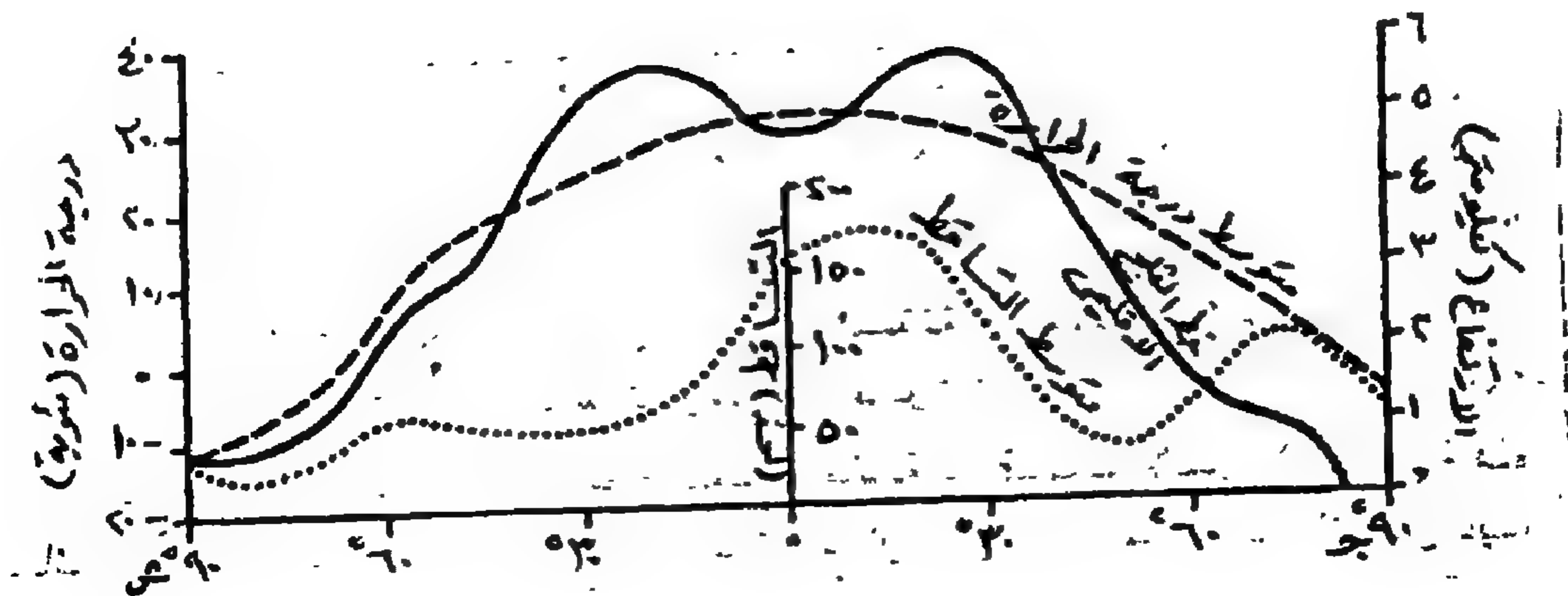
ويمكن مقارنة درجات حرارة سطح المحيط المشتقة من قياسات الأقمار الاصطناعية هذه بنتائج العوامات. وبشكل عام فإن توزيع درجات الحرارة يكون متشابهاً جداً بين النوعين حيث يكون متوسط الفروق  $\sim 0.2^\circ$  بين قياسات الأقمار الاصطناعية والعوامات المتحركة و  $\sim 0.2^\circ$  للعوامات المثبتة. ومن الواضح أن بيانات دقيقة كهذه ومتاحة بشكل مستمر لكل محيطات العالم سوف تؤدي إلى إمكان الحصول على تقديرات أفضل بكثير لمناخ المحيطات في المستقبل.



## الغطاء (الغلاف) الثلجي والجليدي Cryosphere

يتكون الغلاف الثلجي والجليدي للأرض من الثلج الموجود فوق القارات والجليد الموجود فوق كل من الأرض والمحيطات. ويعتمد وجود وثبات هذا الغطاء على درجات حرارة ما دون التجميد. وعلى هذا فهو يحدث أساساً عند المناطق الواقعة على دوائر العرض العليا وكذلك المناطق ذات الارتفاعات العالية من سطح البحر. إضافة إلى ذلك فإنه يجب توفر مقادير كافية من التساقط لتوفير الإمداد من الثلج والجليد (شكل ٢٤-٤)، ويوضح الشكل أن خط الثلج المقاس في المناطق الاستوائية يكون أقل ارتفاعاً منه في المناطق دون المدارية، ربما بسبب التساقط الزائد في الأولى.

ويغطي غطاء الثلج والجليد المستديم ٨٪ من سطح كوكب الأرض. وتتضح التغيرات الموسمية الشديدة في مناخ مناطق دوائر العرض العليا في شهر يناير ومساحة إضافية أخرى قدرها ٩٪ من السطح في شهر يوليو. وغطاء المنطقة القطبية الجنوبية المتجمدة هو غطاء كامل، بينما يتكون المحيط القطبي الشمالي من كتل جليدية ضخمة عديدة ذات سمك متوسط قدره حوالي ٤ أمتار وهذه الكتل الجليدية تكون في حركة مستمرة بداخل حوض المنطقة القطبية الشمالية. والتغيرات السنوية في امتداد الجليد البحري الموسمي هي تغيرات كبيرة في كل من نصفى كوكب الأرض. فعلى سبيل المثال مكن الامتداد غير العادي لجليد المنطقة القطبية الشمالية فيما بين أيسلندة وجرينلاند في عام ١٩٦٨ الدبية القطبية من العبور إلى أراضي أيسلندة للمرة الأولى بعد أكثر من ٥٠ عاماً.



(شكل رقم ٢٤-٤)، منحنيات عامة تبين تغير درجات الحرارة والتساقط وخط الثلج الإقليمي مع دوائر العرض

ويؤثر غطاء الثلج والجليد المستديم على الدورة العامة نظراً لأن سطحه البارد له تأثير استقرارى على الغلاف الجوى. وفي الحقيقة فإن أثره هذا يكون مهماً بشكل فعلى فى المناطق القطبية فقط، حيث يكون الوجود الأكبر للغطاء الجليدى والثلجى. وهكذا فإن مناطق القطبين تميل لأن تكون مناطق ضغط مرتفع، ذات انقلابات حرارية منخفضة المستوى، وظروف هادئة نسبياً.

ولغطاء الثلج والجليد معامل انعكاس أو البیدو سطحى مرتفع، وبهذا فهو يسهم إسهاماً مهماً فى الألبیدود الخاص بكوكب الأرض كله. ومن الممكن أن يكون بدء الفترات الجليدية المفاجئ راجعاً إلى ما يعرف بـ «ميكانيكية رد الفعل للألبیدو الثلجى». ويخلص الافتراض فى أن «مفجراً» - كالتأثير فى المعان الشمسى مثلاً - يمكن أن يؤدى إلى زيادة فى الامتداد الجليدى الكلى. ويفرض أن مناطق التى بقيت بدون تجمد لم تتعرض إلى تغيرات كبيرة فى مقادير السحب فإن الزيادة للناجئة فى القيمة المتوسطة للألبیدو كوكب الأرض يمكن أن يؤدى إلى مناخ جديد أكثر برودة يكون مستقراً بدرجة كافية لأن يبقى لفترة طويلة من الوقت.

وبالرغم مما سبق فإن الاهتمام الأكبر فى الوقت الحاضر يتركز على التأثير العكسى الناتج عن امكانية حدوث ارتفاع فى درجة الحرارة على مستوى الأرض كلها. فالطبقة الجليدية فى المنطقة القطبية الجنوبية القارية هو عبارة عن كتلة جليدية هائلة ممتدة فى عمق البحر، وفى الوقت الحاضر فإن درجات الحرارة عند أطراف هذه الطبقة الجليدية تكون فى منتصف الصيف أقل بدرجات قليلة من درجة التجمد. وبالتالي فمن الممكن أن تؤدى تأثيرات زيادة غاز ثانى أكسيد الكربون فى الجو إلى رفع درجة حرارة المحيط بدرجة كبيرة يكفى للبدء فى صهر هذا الغطاء الجليدى، وهو ما يمكن أن يؤدى كنتيجة فورية إلى ارتفاع فى مستوى سطح البحر فى العالم كله بما يقرب من ٥ أمتار.

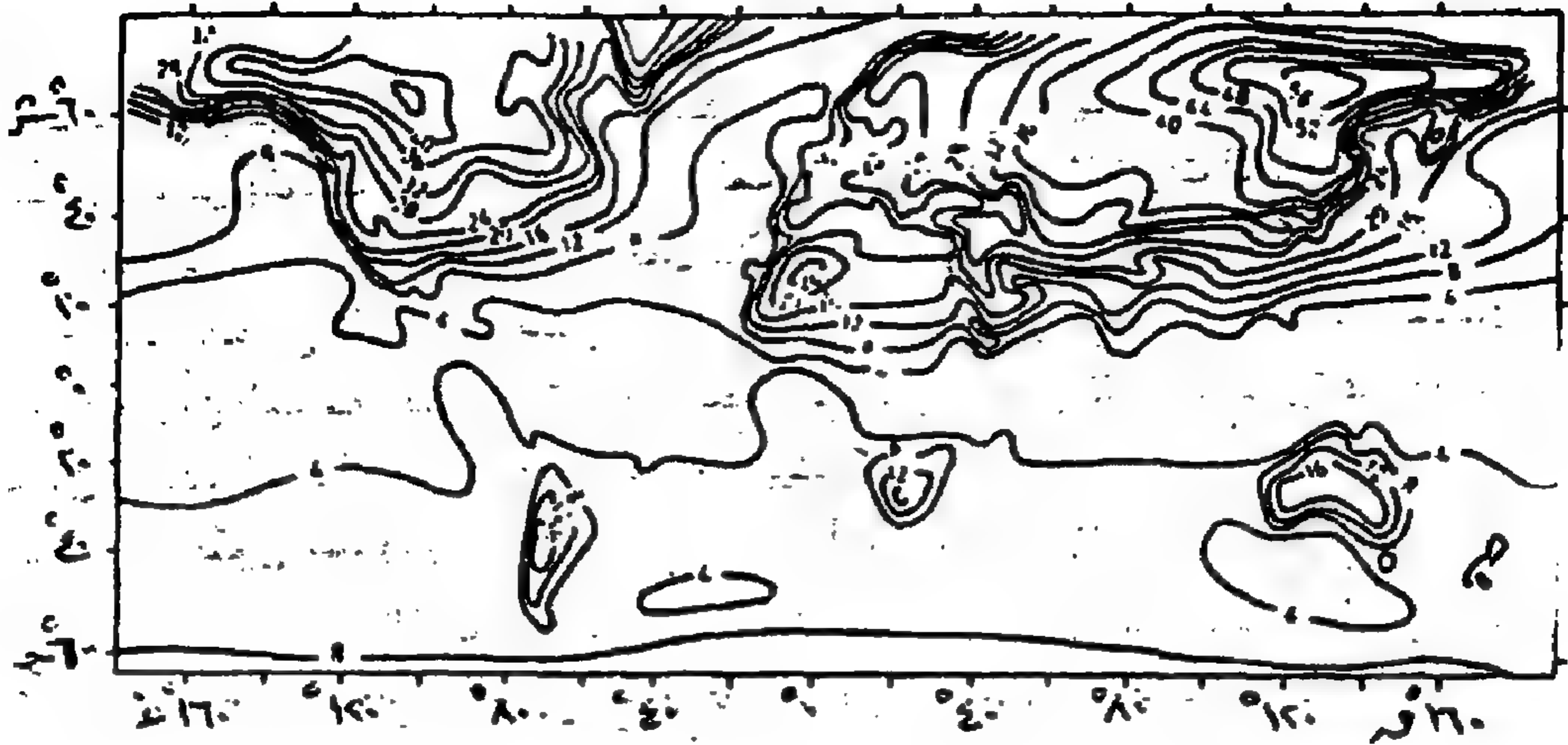
### يابس الأرض (القارية)

تتميز أسطح يابس الأرض (القارات) بمجموعة كبيرة من الملامح الطبوغرافية وأنواع الأسطح. وهذه تؤثر كلها - بدرجات متفاوتة - على الدورة العامة للبحر. وينشأ أكثر التأثيرات وضوحاً وانتشاراً من الاختلاف فى الخواص الحرارية بين الأرض والبحر مما يؤدى إلى ما يعرف بتأثير القارية. ويمكن توضيح هذا الاختلاف بسهولة عن طريق عرض خريطة لدرجات الحرارة للأرض ككل مع حذف خطوط السواحل (شكل ٢٥-٤). وتؤدى الاختلافات الحرارية إلى حدوث اختلافات فى الضغط، وهذه تؤثر على علامح الدوران الثانوية للدورة العامة وتؤدى فى النهاية إلى خلق اختلافات إقليمية مميزة فى أنواع المناخ القارى.

ويمكن رسم تخطيط عام لمناطق المناخ القارى (شكل ٢٦-٤) باستخدام المعلومات التى سبق وناقشناها حول موازنات الطاقة (وبالتالى درجات الحرارة كذلك) عبر دوائر العرض، وحول التبخر والتساقط وكذلك اتجاه الرياح الجيوستروفية. وترجع إزاحة خطوط تساوى درجات الحرارة عن نطاق المنطقة إلى تأثير القارية. وتعكس المناطق الجافة تأثير القارية فى المناطق



الداخلية والتي تكون بعيدة عن مصادر المياه . وتمثل صحراوات الساحل الغربى مناطق واقعة تحت الطرف الهابط لخلية هادلى .

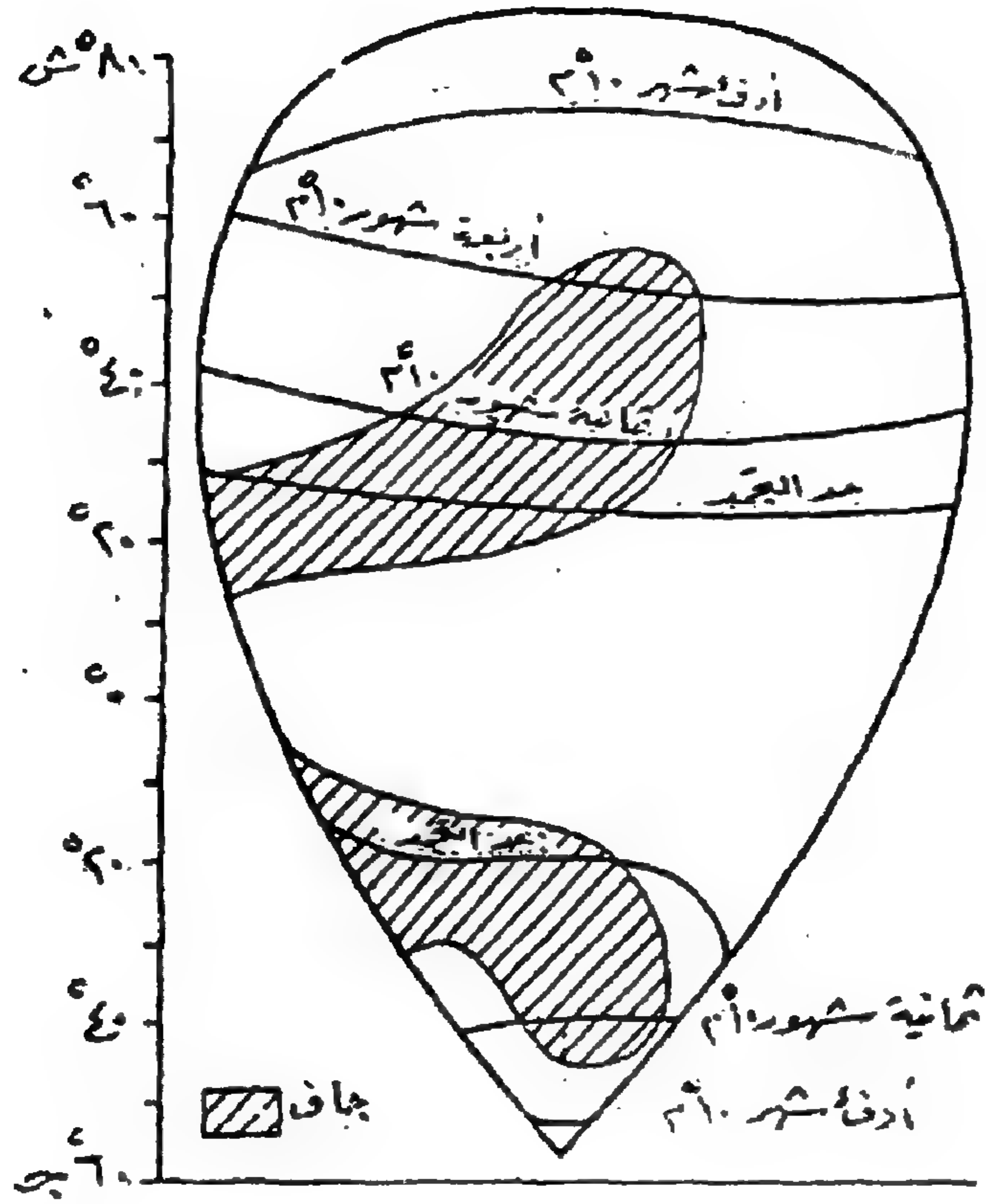


شكل (٢٥-٤) ، المدى السنوي لدرجات الحرارة على سطح الأرض .

وتختلف صور المناخ الإقليمية هذه فيما بينها أكثر كنتيجة للاختلافات فى التدفقات الرأسية التى ترتبط بالأرض والماء . فالمحيط الهندي يمثل نموذجاً للمحيطات المدارية من حيث أن حوالى ٩٠ ٪ من الطاقة المتاحة تستخدم فى عملية التبخير، وفى مناطق الأراضى الجافة كجزء من قارة آسيا وأستراليا يذهب الجزء الأكبر من الطاقة مباشرة إلى تدفئة الهواء . أما فى مناطق دوائر العرض الوسطى الرطبة وفى الغابات المدارية فإن كلا من الحرارة المحسوسة والكامنة تزال من على السطح، غير أن معظم طاقة الأشعاع المتاحة تستخدم فى عمليات التبخر - نتح evapotranspiration . وأخيراً فإنه فى المناطق القطبية يكون التدفق المتوسط للطاقة من الهواء إلى السطح على صورة تدفق حرارة محسوسة . وفى كل حالة من هذه الحالات فإن التدفقات تؤثر على كميات السحب وكميات التساقط فى المنطقة . وهذه جميعها - بالطبع - تتأثر بالحركات الأفقية التى تناولناها من قبل . هذه الحركات نفسها تتأثر بدورها بالتضاريس والتي تختلف من قارة إلى قارة مؤدية إلى توزيعات مختلفة للمناطق المناخية فوق كل قارة .

وهكذا فإن تأثيرات الأنواع المتنوعة من الحدود السطحية على الحركات الجوية تنضم إلى نظم تدفق الرياح، وكذلك توزيعات الضغط التى تفرضها الدورة العامة للجو، لكى تؤدي إلى ظهور أنماط مميزة من المناخ فوق سطح الأرض . وهذه الأنماط هى ما سوف نناقشه فى الفصل الخاص بالتصنيف المناخى لكوكب الأرض والأقاليم المناخية .





شكل (٤-٣٦) : مواقع الملامح المتحكممة (درجة الحرارة والجفاف) للمناخ الإقليمي على شكل قاري مصمم بحيث يمتد من القطب الشمالي حتى ٦٠° جنوباً.



---

# الفصل الخامس

## حركة الهواء ومراكزها

### في نظام المناخ

---





## الفصل الخامس

### حركة الهواء ومراكزها

### في نظام المناخ

#### مقدمة :

يقصد بحركة الهواء انتقاله من مكان لآخر سواء كان هذا الانتقال أو الحركة رأسياً أو أفقياً - ويتمثل الحركة الرأسية في التيارات الهوائية الصاعدة أو الهابطة، بينما تتمثل الحركة الأفقية في الرياح العليا والسطحية. وترتبط الحركة الرأسية للهواء بدورة الهواء العامة التي تعد أحد العوامل التي تساعد على تكون نطاقات الضغط الجوي الرئيسية حول كوكب الأرض. وينشأ عن الحركة الأفقية لمقدار من الهواء فوق سطح الأرض أو في أي مستوى من الجو ما يطلق عليه اسم الرياح. والرياح هي كمية موجهة من الهواء لها شدة أو قوة (سرعة) واتجاه. ولذا فإن دراستها تتطلب الإحاطة بهاتين المركبتين. ونتيجة لشدة تضرر سطح الأرض، وكثرة المنشآت العمرانية، ووفرة الغطاء النباتي، فإن حركة الهواء الأفقية في الجزء الأسفل من طبقة التروبوسفير (دون ٣ كيلو متراً) ليست انسيابية تماماً، بينما يغلب الشكل الانسيابي خارج الطبقة الحدية المتأثرة بالاحتكاك بـ سطح الأرض، بينما تتحدد قوة الرياح على أساس أنها عبارة عن الفرق في مقدار الضغط الجوي بين مكان ما ومحور المنخفض الجوي أو الأعصار وتزداد هذه القوة كلما زاد فرق الضغط بين المنخفض والمرتفع الجويين وكلما قصرت المسافة بين مركزي الحركة هذين.

وفي هذا الفصل سنركز الدراسة على حركات الهواء الرأسية والأفقية بالتفصيل وعلاقتها بنظام المناخ، بالإضافة إلى دراسة مراكز هذه الحركة وتأثيراتها المناخية المختلفة.

#### الحركة الرأسية للهواء :

لاحظنا عند دراستنا لدورة الهواء العامة حول كوكب الأرض أن الهواء يتحرك في شكل تيارات رأسية إلى أعلى وإلى أسفل. كذلك عرفنا أن السبب المباشر لصعود الهواء على شكل تيارات رأسية هو ارتفاع حرارة الهواء في طبقاته السفلى نتيجة لملامسته لسطح الأرض الساخن، وارتفاع نسبة بخار الماء فيه بسبب كثرة البخر مما يؤدي إلى نقص كثافته وصعوده إلى أعلى في شكل تيارات مستمرة يطلق عليها اسم تيارات الحمل نظراً لأنها تحمل الحرارة وبخار الماء إلى طبقات الجو العليا.

وتنشط هذه التيارات في حالات عدم استقرار الجو وخاصة عند حدوث التكاثف بين أن وآخر سواد في صورة سحب أو أمطار وذلك لأن انطلاق الحرارة الكامنة من ذرات البخار بعد

حدوث التكاثر يؤدي إلى ارتفاع حرارة الهواء وتجدد نشاط تلك التيارات. كما أن عدم استقرار الجو من شأنه انتشار الغبار في الهواء بسرعة وإلى ارتفاع كبير وهذا يؤدي إلى سرعة توصيل الحرارة وانتشارها في الهواء وبالتالي تنشط التيارات الصاعدة.

أما بالنسبة للتيارات الهوائية الهابطة فيعزى حدوثها إلى ارتفاع الضغط في الطبقات العليا من الهواء وذلك بسبب نقص معدل انخفاض الضغط بالارتفاع في الهواء الساخن بالنسبة للهواء الأقل حرارة منه كما ذكرنا سابقاً. وتبعاً لهذا الاختلاف يتحرك الهواء في الطبقات العليا من الجو من خط الاستواء نحو منطقتي عرض وسط كوكب الأرض (عروض الخيل) ويترتب على ذلك زيادة وزن الهواء في هاتين المنطقتين وهبوطه نحو سطح الأرض في صورة تيارات هوائية هابطة. وبالمثل أيضاً يتحرك الهواء في الطبقات العليا من الجو من منطقتي الدائرتين القطبيتين نحو القطبين وبالتالي يزيد وزنه وضغطه فوقهما ويهبط على شكل تيارات هوائية هابطة عند القطبين.

وبالإضافة إلى هذه الحركات الرأسية الثابتة للهواء على سطح الأرض نجد حركات رأسية تحدث لأسباب أخرى من أهمها :

(أ) اختلاف درجة الحرارة بين أماكن متجاورة خاصة أثناء النهار وفي فصل الصيف فقد تجاور الصحراء مثلاً أراضي منزرعة أو يجاور اليابس مسطحات مائية وبالتالي تختلف حرارة الهواء فوق كل منهما وتنشأ تيارات هوائية محلية لا تختلف في طبيعتها عن تيارات الحمل.

(ب) اختلاف كثافة الهواء على جانبي الجبهة الدفيلة Warm Front والجبهة الباردة Cold Front في الانخفاضات الجوية، سيأتي ذكرها بعد قليل، الأمر الذي يترتب عليه محاولة الهواء الدفيل الصعود إلى أعلى الهواء البارد ومحاولة هذا الأخير الهبوط أسفل الهواء الدفيل.

(ج) وجود مرتفعات أو أية عوائق على سطح الأرض تعوق الحركة الأفقية للهواء وتغير اتجاهه إلى أعلى أو إلى أسفل. وتمتد هذه التيارات الرأسية عادة إلى ارتفاع يبلغ أربعة أمثال ارتفاع العائق الذي يعترض الهواء أو الرياح وقد يزيد عن ذلك في حالات عدم استقرار الجو أو يقل في حالات عدم استقرار الجو أو يقل في حالات استقراره.

هذا وتجدر الإشارة إلى أن الحركات الرأسية للهواء تشتد كلما زادت سرعة الرياح الأفقية، ذلك لأن ازدياد سرعة الرياح يجعلها لا تنساب في مستويات أفقية نظراً لاختلاف سرعتها في طبقاتها السطحية إذ يحدث نتيجة لذلك أن تصعد أجزاء منها وتهبط أجزاء أخرى في نفس الوقت. وتعرف هذه الحركة بالحركة غير الانسيابية للهواء. وهي تساعد على انتشار حرارة سطح الأرض المكتسبة من الأشعاع الشمسي كما تساعد على انتشار بخار الماء والغبار في الهواء لسمك قد يصل إلى ألف متر تبعاً لدرجة سرعة الهواء ووجود عوائق تعترضه. كما أنها تظهر بوضوح في الحالات غير المستقرة للجو. في حين أنها تكاد تنعدم في حالات الانقلاب الحراري أو سكون الهواء.



## الحركة الأفقية للهواء :

يتحرك الهواء حول كوكب الأرض حركة أفقية إما بالقرب من سطحه حيث يعرف بالرياح السطحية أو في طبقات الجو المرتفعة حيث يعرف بالرياح العليا. وتتوقف حركة الهواء الأفقية على نوعين من العوامل هما :

( أ ) العوامل الحرارية ويقصد بها اختلاف توزيع الحرارة بين خط الاستواء والقطبين. وينشأ عنها تحرك الهواء في الاتجاه الطولي.

( ب ) العوامل الميكانيكية ويقصد بها القوى التي تنشأ عن دوران كوكب الأرض حول محوره من الغرب إلى الشرق وتقص سرعة هذا الدوران تدريجياً من خط الاستواء نحو القطبين وينشأ عنها تحرك الهواء في الاتجاه العرضي، وفيما يلي شرح لكل من هذين النوعين من العوامل على حدة.

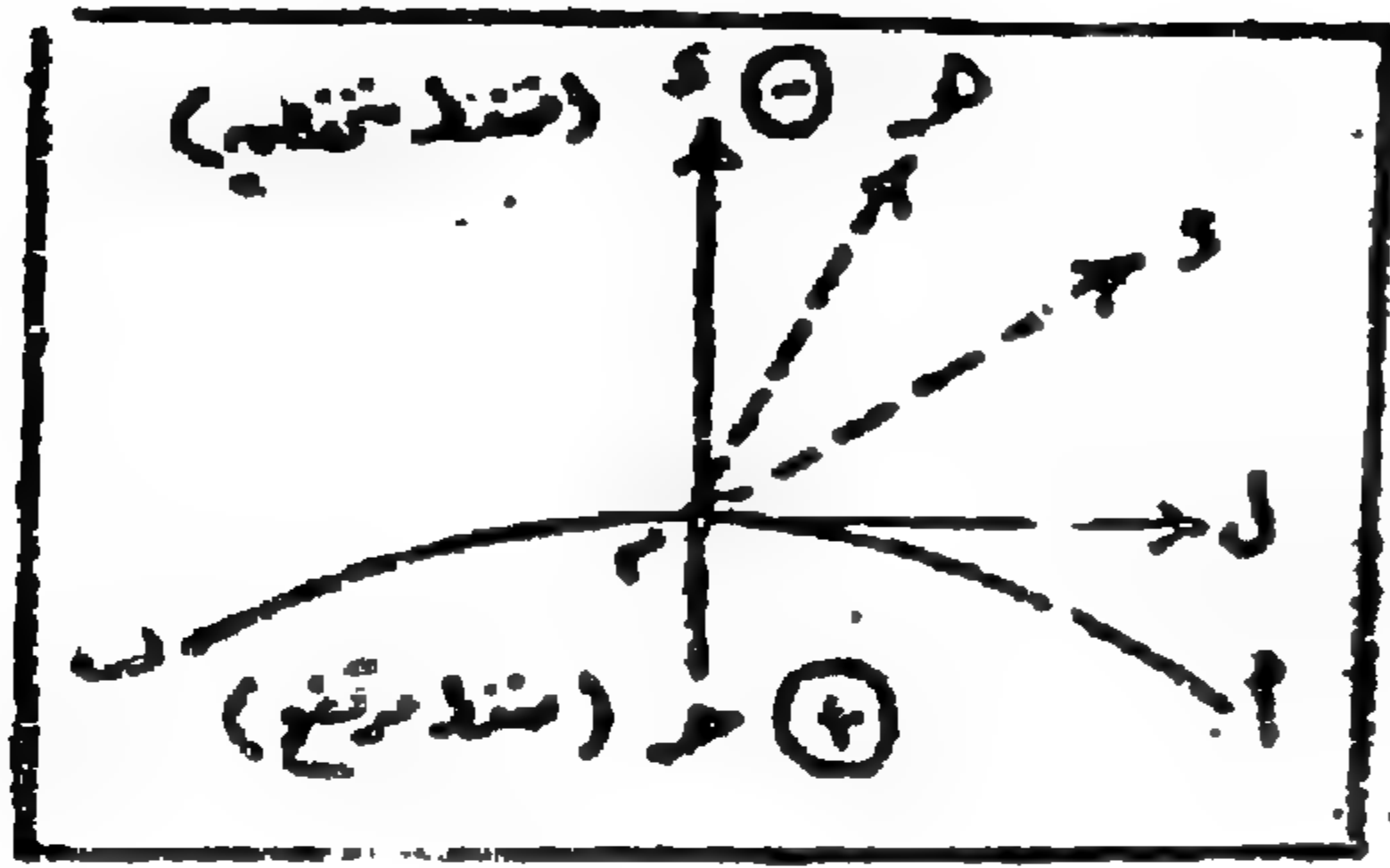
### العوامل الحرارية :

ذكرنا من قبل أن المتوسط السنوي للإشعاع الشمسي يقل تدريجياً من خط الاستواء نحو القطبين حتى أن مقداره عند خط الاستواء يبلغ تقريباً ضعف مقداره عند أي من القطبين، ونضيف إلى ذلك أن الأبحاث والقياسات الحديثة دلت على أن حصة الإشعاع أو ما يعبر عنه بالإشعاع الفعلي الذي يحدد حرارة الهواء يظل مقداره موجباً فيما بين خط الاستواء وخط عرض ٢٥° وأنه يصبح سالباً فيما بين دائرة ٢٥° والقطب ومعنى هذا أن درجة الحرارة تقل تدريجياً نحو القطبين وأن سطح الأرض تتزايد حرارته باستمرار أيضاً فيما بين دائرة عرض ٣٥° والقطب ومن ثم كان لابد من وجود عوامل تعمل باستمرار كذلك لمحاولة إعادة التوازن الحراري بين هذين النطاقيين. وتلك العوامل هي: التيارات البحرية بنوعيتها الدفيلة والباردة. وكتل الهواء أو الرياح التي تتحرك حركة طولية وتنقل تأثيرات الدفء إلى الجهات الباردة والبرودة إلى الجهات الدفيلة، فاختلاف حرارة الهواء بين الجهات الدفيلة والباردة ينشأ عنه اختلاف كثافته ومن ثم ينتقل الهواء في حركة أفقية من الجهات الباردة إلى الدفيلة بالقرب من سطح الأرض ومن الجهات الدفيلة إلى الباردة في الطبقات العليا وتستمر هذه الحركة ما دامت عوامل تسخين الهواء وتبريده في كل من الجهات الدفيلة والباردة مستمرة.

### العوامل الميكانيكية :

من المعروف أن الغلاف الجوي يدور مع الأرض. غير أن الهواء ينحرف عند انتقاله طولياً عبر دوائر العرض المختلفة إلى يمين اتجاهه في النصف الشمالي وإلى يساره في النصف الجنوبي من الأرض (قانون فرل). وسبب ذلك هو اختلاف سرعة دوران الأرض عند دوائر العرض المختلفة فهي تبلغ أقصاها عند خط الاستواء وتقل تدريجياً نحو القطبين. وعلى هذا إذا انتقلت إلى الرياح من دائرة عرض أسرع إلى دائرة عرض أبطأ فإنها تسبقها في دورانها بمعنى أنها تنحرف نحو الشرق أي إلى الجهة التي تدور نحوها الأرض والعكس يحدث إذا انتقلت من دائرة عرض أبطأ إلى دائرة عرض أسرع فإنها تنحرف نحو الغرب لبطلها عنها. ويزيد انحراف

الرياح كلما بعدنا عن خط الاستواء نحو القطبين وذلك بسبب انبعاج الأرض عند خط الاستواء وقلطحتها عند القطبين وبالتالي يزداد مقدار الاختلاف في سرعة الدوران نحو القطبين. هذا ويمكننا أيضاً تفسير انحراف الرياح بسبب دوران الأرض على النحو السابق إذا نظرنا إلى الشكل رقم (١-٥) وهو يمثل منطقتين إحداهما ضغط مرتفع (ح) والثانية ضغط منخفض (د) وبينهما الخط (أ ب) يمثل أحد خطوط الضغط



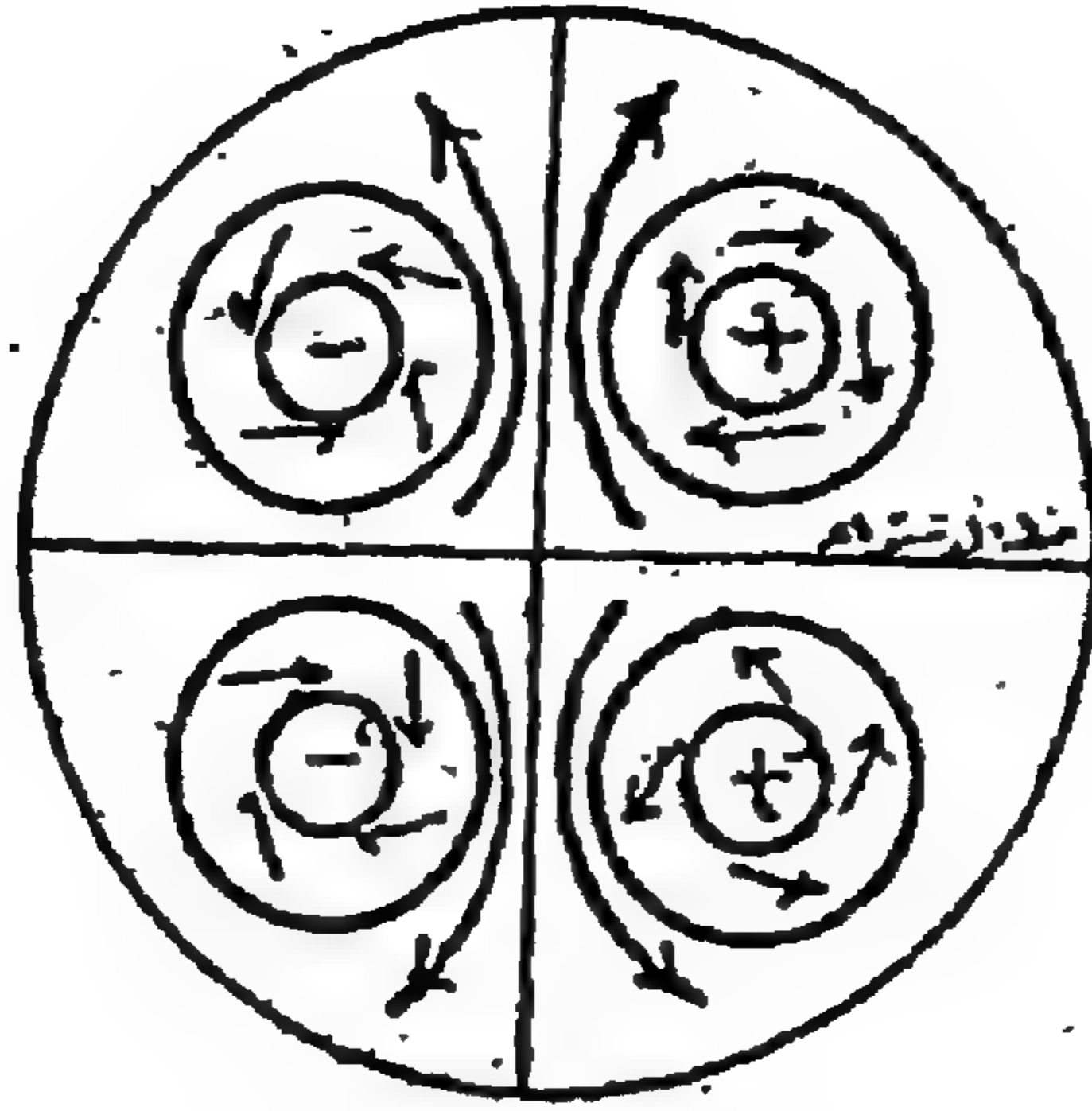
(شكل رقم ١-٥)

انحراف الرياح بسبب دوران الأرض في  
النصف الشمالي من كوكب الأرض

المتساوي أما المستقيم (م د) وهو عمودي على خط الضغط المتساوي (أ ب) فإذا بدأت الرياح تحركها من نقطة (م) تجاه الضغط المنخفض (د) فإن المفروض أنها تتبع الخط (م د) [أي إتجاه انحدار الضغط] غير أن الذي يحدث بالفعل هو أن دوران الأرض تنشأ عنه قوة تؤثر عمودياً على الإتجاه (م د) وتسبب انحرافه [إلى اليمين في النصف الشمالي وإلى اليسار في النصف الجنوبي من الأرض] وتعرف هذه القوة باسم قوة كوريولي Corioli وهي تتناسب طردياً مع سرعة تحرك الهواء كما أنها تزيد بزيادة دائرة العرض. وبسبب هذه القوة تنحرف الرياح كما

في الشكل فيصبح إتجاهها كما يمثله السهم (م هـ) ثم يزيد إنحرافها بزيادة سرعتها فتصبح كما يمثله السهم (م و) ثم يستمر انحرافها ولا يتوقف إلا عندما يصبح إتجاهها عمودياً على إتجاه انحدار الضغط أي بعبارة أخرى عندما تتحرك في إتجاه خطوط الضغط المتساوي. وتصبح سرعتها ثابتة حيث يحدث إتران بين قوتي الإنحراف وانحدار الضغط، ويمثلها في هذه الحالة السهم (م ل)، كما أنها تعرف في هذه الحالة باسم رياح الجيوستروفيك Geostrophic والتي ذكرناها سابقاً. وعلى هذا النحو تنحرف الرياح في حركتها بين خطوط الضغط المتساوي حول مراكز الضغط الجوي المرتفع والمنخفض بحيث يكون الضغط المرتفع على يمينها في النصف الشمالي وعلى يسارها في النصف الجنوبي من الأرض. وقد اكتشف هذه القاعدة على أساس تجريبي عالم الأنواء الهولندي بالوت Ballot في سنة ١٨٦٠ (شكل رقم ٢-٥). غير أنه يلاحظ عند دوران الرياح حول مركز من مراكز الضغط الجوي المرتفع أو المنخفض الجوي أن هناك قوة ثالثة تتأثر بها الرياح - عدا قوتي انحدار الضغط الجوي والانحراف - وهي القوة الطاردة المركزية التي تنشأ بسبب دوران الرياح حول مركز الضغط الجوي، وفي هذه الحالة يتحدد إتجاه الرياح بمحصلة القوي الثلاث فتدور في خط منحنى حول المركز.

وقد حاول بعض الباحثين الربط بين العوامل الحرارية والميكانيكية السابقة لمعرفة الحركة الأفقية للهواء في أعلى التروبوسفير فذكروا أن الضغط الجوي فوق مستوى ٥ كم يتدرج في



(شكل رقم ٢٠-٥) قاعدة، بالوت، لانحراف الرياح

الأنخفاض من خط الاستواء نحو القطبين وذلك بسبب انخفاض متوسط حرارة الهواء كلما بعدنا عن خط الاستواء في نفس الإتجاه . ومن المعروف أن معدل انخفاض الضغط بالارتفاع يزيد كلما انخفضت حرارة الهواء . وعلى هذا يتحرك الهواء في أعلى التروبوسفير من خط الاستواء تجاه القطبين غير أنه ينحرف بسبب دوران الأرض كما أسلفنا في إتجاه عمودى على انحدار الضغط وتكون النتيجة هي تحرك الهواء في هذه المستويات في نطاقات عرضية . غير أن ارتفاع حرارة الهواء عند خط الاستواء وبرودته عند القطبين يترتب عليها أيضاً تحرك كتل الهواء فوق سطح الأرض بين القطبين وخط الاستواء حفظاً للتوازن الحرارى ومن ثم رأى العلماء أنه لا بد من وجود علاقة بين الحركة الأفقية للهواء عند سطح الأرض وى طبقات الجو العليا وظهرت نظريات عدة تفسر هذه العلاقة وترسم صوراً لحركات الجو العامة حول كوكب الأرض، ومن هذه النظريات :

#### (أ) نظرية هالي Halley

وهي من النظريات القديمة التى تؤمن بأن دورة الهواء العامة ترتبط بأرض ثابتة، باعتباره لم يأخذ دوران الأرض حول نفسها فى الحسبان، لما يمارسه هذا الدوران من تأثير انحرافى على الأجسام المتحركة فوقها . وتعد هذه النظرية الذى وضعها العالم الفلكى إدموند هالى عام ١٦٨٦م أول نظرية وضع لدورة الهواء العامة تعتمد على توزيعات الإشعاع الشمسى على سطح الأرض والتوزيعات الحرارية . وتعمل دورة الهواء فى هذه النظرية ما بين منبع حرارى استوائى يدفع الهواء المتسخن للإرتفاع نحو أعلى التروبوسفير (حركة حمل) وبين منبع برودة قطبى يدفع الهواء عند السطح نحو المنطقة الاستوائية . ويتحرك الهواء العلوى فوق المنطقة الاستوائية بإتجاه أعالي منطقة منبع البرودة التى هبط فيها الهواء متضاغطاً على بعضه، لينشكّل من ذلك كلة خلية هواء دورانية فى كل من نصفي كوكب الأرض (شكل ٣-٥)،



شمال

جنوب

هواء بارد هابط

هواء حار صاعد

**(ب) نظرية بالمين E. Palmen**

172

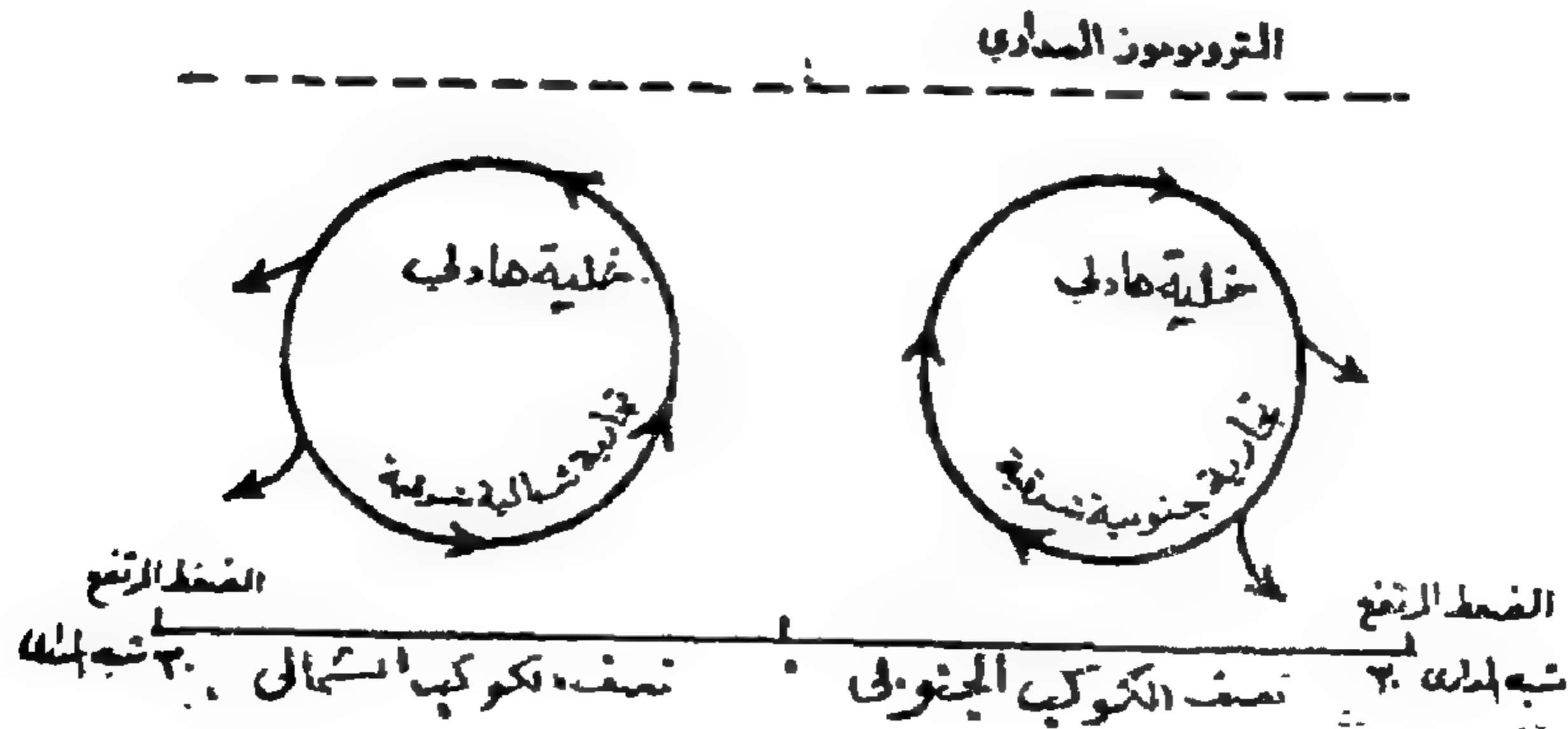
١ - خلية مدارية مماثلة لخلية هادلي وروسبي.

٢ - خلية فوق مدارية، أو ما يمكن أن تعرف باسم خلية جبهة قطبية.

٣ - خلية قطبية في المناطق الموجودة تجاه القطب من المنخفض دون القطبي.

وتتطابق الخلية المدارية مع ما ذكرنا سابقاً عن الدورة الهوائية في العروض المنخفضة. أما الخلية فوق المدارية فتتصف بكونها أكثر تعقيداً من الخلية المدارية، إذ تعقد الصورة الطبيعية الانبثالية للجبهة القطبية. بالإضافة إلى أن دورة الخلية المتوسطة (الخلية فوق المدارية) أضعف إلى حد ما من دورة الخلية المدارية. ويحدث بوجه عام مزج للهواء القطبي في الجزء الأسفل من الجبهة القطبية. وبخاصة عند تحركها إلى المناطق شبه المدارية، مما يؤدي إلى تحلل الجبهات القطبية المتحركة إلى المناطق شبه المدارية. كما شرح (بالمين) آلية وجود تيارين نفائين؛ أحدهما مصاحب للجبهة القطبية، والآخر فوق العروض شبه المدارية.

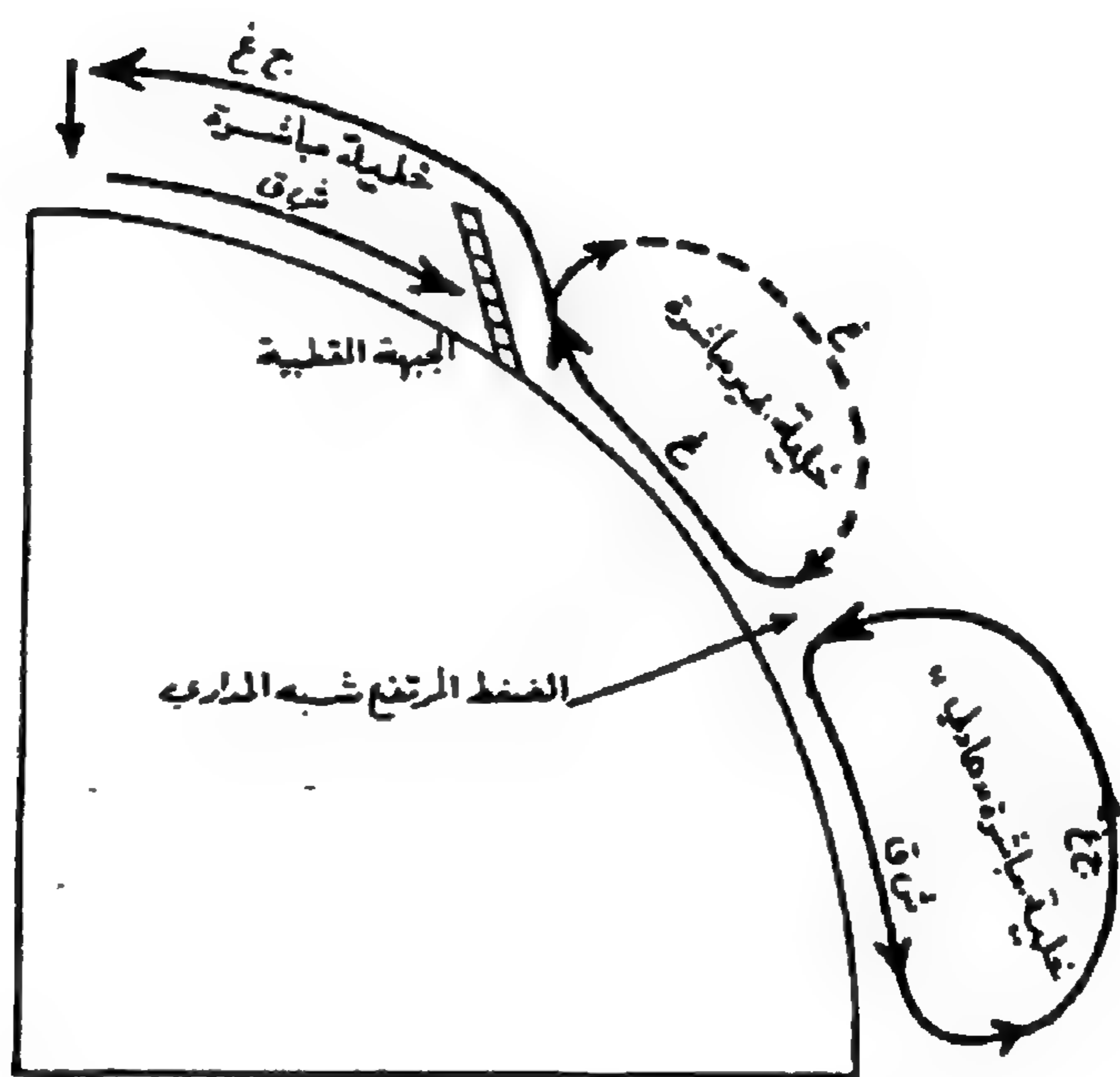
وقد أوضح العالم البريطاني جورج هادلي في عام ١٧٣٥ م، كما ذكرنا في الفصل السابق، التأثير الذي يمارسه دوران الأرض على الهواء المتحرك فوقها، مفسراً سبب هبوب الرياح التجارية في النصف الشمالي لكوكب الأرض من الشمال الشرقي وفي النصف الجنوبي للكوكب من الجنوب الشرقي. غير أن هادلي تراجع عن نظرية بعدما تأكد له وجود حركات جوية هابطة عند دائرة عرض ٣٠ تجعل الحركة الطولية مقتصرة على مناطق ما بين المدارين، وبذا تتواجد خلية واحدة مدارية في كل من نصفي الكوكب (شكل ٥-٥). وتعتمد نظرية هادلي على العامل الحراري وتأثيره على الحركة العامة للهواء حول كوكب الأرض ولتفسير العلاقة بين الحركة الأفقية للهواء عند سطح الأرض وفي طبقات الجو العليا.



(شكل رقم ٥-٥) نظرية هادلي للحركة الجوية

كما ركز روسبي في نظريته، التي ذكرناها في الفصل الرابع من هذا الكتاب، على العلاقة بين سرعة كل من الرياح الغربية العلوية والشرقية السطحية بالنسبة لسرعة دوران الأرض، وما ينجم عن ذلك من ازدياد في قوة الشفع أو نقذ. إن فيها، مما يستوجب لاستمرارية الحركة وجود

مصدر لقوة الدفع يبقى على حركة الرياح - كما أشرنا إلى ذلك سابقاً-. وقد أكد روسبي على ضرورة وجود خلية غربية سطحية - علوية في العروض الوسطى كعامل تعويض للتأثير المضاد للشرقيات المتحركة بشكل معاكس لوجهة دوران الأرض. فالهواء المتحرك في أعلى تروبوسفير المنطقة الاستوائية تجاه القطب يهبط عند عرض ٣٠ مشكلاً الضغط المرتفع شبه المداري، ليندفع جزء منه عند السطح نحو خط الاستواء، والجزء الآخر نحو عروض أعلى ليرتفع من جراء تصادمه مع الهواء الأبرد القادم من القطب، وليرتد جزء منه في أعالي التروبوسفير تجاه العروض شبه المدارية مشكلاً بذلك خلية عروض وسطى غير مباشرة، والباقي يستمر تجاه القطب ليهبط مشكلاً خلية قطبية مباشرة. وهكذا، فإن نظرية روسبي لدورة الهواء العامة بين خط الاستواء والقطبين تتألف من ثلاث خلايا (شكل ٦-٥) وهي:



(شكل رقم ٦-٥) نظرية روسبي للحركة الجوية العامة

- ١- خلية مباشرة (خلية مدارية)، وهي نفسها خلية هادلي الممتدة بين خط الاستواء ودرجة عرض ٣٠.
- ٢- خلية غير مباشرة (خلية عروض وسطى) بين دائرتي عرض ٣٠ - ٦٠ درجة، وهي خلية حزام غريبات العروض الوسطى.
- ٣- خلية مباشرة (خلية قطبية) بين القطب ودائرة عرض ٦٠ درجة تقريباً حيث يسود حزام الضغط الجوي المنخفض دون القطبي والجهة القطبية.



وعلى الرغم من أن تفسير روسبي لدورة الرياح العامة حول كوكب الأرض على النحو الذى ذكرناه سابقاً يعتمد فى كثير منه على العوامل الميكانيكية إلا أنه يفسح أيضاً مجالاً للعوامل الحرارية. فحركة الهواء بين خط الاستواء ودائرة عرض  $30^\circ$  هى فى رأى روسبي حركة ثر. ديناميكية أى ذات أصل حرارى وذلك لأنها تعتمد على الاختلاف بين حرارة الهواء عند خط الاستواء وحرارته عند دائرة عرض  $30^\circ$ . وهو رأى تواجهه عدة اعتراضات منها :

(أ) أنه يتعذر تطبيق هذا التفسير على حركة الهواء خارج المدارين أى بين دائرتى عرض  $30^\circ$ ،  $60^\circ$  مثلاً أو بين  $60^\circ$  والقطب.

(ب) أن روسبي يفترض فى تفسيره لحركة الهواء بين خط الاستواء والمدار ارتفاع درجة الحرارة عند خط الاستواء عنها عند المدار وهو أمر قد يختلف عن الواقع إذ أن غزارة الأمطار وكثرة السحب وكثافة الغطاء النباتى فى النطاق الاستوائى بالنسبة للمدار قد تؤدي إلى انخفاض حرارة الهواء فى هذا النطاق عن حرارته عند المدار.

وقد أدت هذه الاعتراضات حديثاً إلى محاولة البحث عن تفسيرات جديدة لحركة الهواء على أسس ميكانيكية بحتة ومن هذه التفسيرات مثلاً: أن صعود الهواء عند خط الاستواء إنما يرجع إلى تقابل الرياح التجارية فى النصف الشمالى مع الرياح التجارية فى النصف الجنوبى من كوكب الأرض عند خط الاستواء. كما أن حركة الهواء فى الطبقة العليا من التروبوسفير أى فوق مستوى ٤ كيلو متراً من سطح الأرض هى حركة نطاقية أى على شكل نطاقات تتفق مع دوائر العرض وهى فى ذلك تخضع لأسس ميكانيكية بحتة كما ذكرنا ، هذا بالإضافة إلى أن حركة الهواء السطحية تؤثر فيها قوى أخرى عدا قوى انحدار الضغط ودوران الأرض ومنها القوة الناشئة عن احتكاك الهواء بـ سطح الأرض ولهذا تنحرف الرياح السطحية ولا تكون حركتها نطاقية شأن الرياح العليا. ويزيد انحرافها بزيادة القوة الناشئة عن دوران الأرض (قوة كوريولى السابقة) أى كلما بعدنا عن خط الاستواء نحو القطبين .

وقد يتحرك الهواء فوق سطح الأرض حركة عرضية (أى بموازاة خطوط العرض) وذلك لأسباب ميكانيكية تتصل بتحريك الكتل الهوائية غير المتجانسة وظهور الانخفاضات (Cyclones) وازدادها (Anti-cyclones)، غير أن أهمية هذه الحركات العرضية أهمية محلية كما أنها مؤقتة تنتهى بزوال سبب حدوثها أما الحركة الدائمة والأهم فهى الحركة الطولية بين خط الاستواء والقطبين. وتكون هذه الحركة أكثر انتظاماً فى طبقات الجو العليا عنها فى الطبقات السفلى نظراً لتأثيرها فى هذه الأخيرة بالعوامل الجغرافية المختلفة مثل توزيع اليابس والماء وكذلك التضاريس والتيارات البحرية ونحوها.

كما أن الحركة النطاقية للهواء فى أعلى التروبوسفير تحدث على شكل موجات طولية (تتفق محاورها مع خطوط الطول) ويتراوح طول هذه الموجات بين  $50^\circ$ ،  $120^\circ$  طولية ويفضلها يستطيع الهواء البارد فى الغروض العليا أن يتحرك تجاه خط الاستواء كما يستطيع الهواء الدافئ

لنحرك تجاه القطبين. ويلاحظ عند تحركهما أن الهواء البارد ينحدر نحو قيعان تلك الممرات بينما يصعد الهواء الدافئ نحو قممها المرتفعة.

وقد يحدث عندما تكون هذه الموجات متسعة أن تنفصل أجزاء من الهواء الدافئ وتتحرك تجاه القطب حيث يحيطها هواء بارد فتصبح منطقة إعصارية أو تنفصل أجزاء من الهواء البارد وتتحرك تجاه خط الاستواء حيث يحيطها هواء دافئ فتصبح منطقة ضد إعصارية، ولهذه المناطق الإعصارية وضد الإعصارية أثرها في حركة الهواء في الطبقات السطحية ومن ثم يمكننا القول بأن حركة الهواء في الطبقات السطحية ترتبط بطول تموجاته وسعتها في الطبقات العليا.

وأخيراً أثبتت الدراسات الحديثة أن حركة الهواء في النطاق المعتدل (بين دائرتي عرض ٦٠°، ٩٠°) وما يطرأ عليها من تغيرات في فصول السنة المختلفة إنما هي الأساس والسبب لما حدث من تغيرات لحركة الهواء في بقية دوائر العرض (الاستوائية أو القطبية). وكان الاعتقاد سائد هو أن مصدر الطاقة الأساسية لحركة الهواء العامة حول الكرة الأرضية هو المنطقة الواقعة بين المدارين.

### توانين الحركة الأفقية

إن القوة الوحيدة المحركة للهواء أفقياً هي قوة تدرج الضغط الجوي (انحدار الضغط). وما نأخذ الهواء بالحركة أفقياً بفعل تلك القوة حتى تأخذ قوى أخرى بالتأثير عليه مغيرة من اتجاه حركته الأساسية ومعدلة من سرعته، بحيث يمكننا أن نحدد القوى المتحركة في اتجاه الرياح وسرعتها في أربعة قوى أساسية هي :

#### ١- شدة أو قوة انحدار الضغط الجوي

نتيجة للعوامل المتعددة التي تؤثر على الضغط عند سطح الأرض، فإن قيم الضغط الجوي تختلف أفقياً حسب درجة فاعلية العامل المؤثر. وتعبّر درجة تقارب خطوط الضغط المتساوية عن معدل تدرج الضغط وشدة انحداره (شكل ٧-٥) فكلما ازدادت قيمة تدرج الضغط الجوي في وحدة المسافة ( $\frac{\Delta p}{\Delta x}$ ) ازدادت شدة انحدار الضغط الجوي، والعكس صحيح.

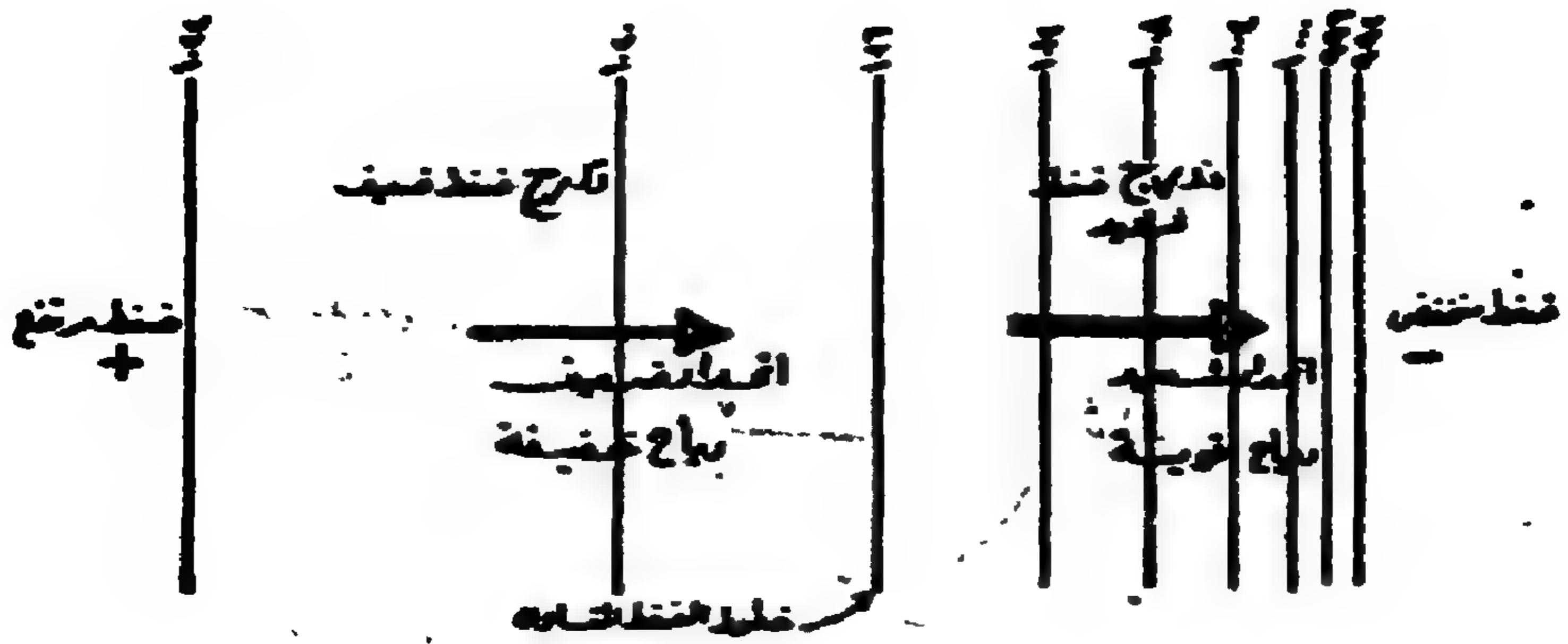
وتعد قوة انحدار الضغط الجوي هي القوة المولدة للحركة الهوائية من مركز الضغط الجوي المرتفع باتجاه مركز الضغط الجوي المنخفض. وإذا ما افترضنا أنها القوة الوحيدة لكان اتجاه الرياح متعامداً مع خطوط الضغط الجوي المتساوي، ولكانت السرعة محصلة فقط لشدة انحدار الضغط الجوي. ويعبر عن قوة انحدار الضغط الجوي (ق ض) بالنسبة لوحدة الكتلة إحصائياً بالعلاقة التالية :

$$ق ض = \frac{1}{\theta} \times \frac{\Delta p}{\Delta x}$$

حيث :

ث = كثافة الهواء.

$$\frac{\Delta p}{\Delta x} = \text{معدل تدرج (انحدار) الضغط الجوي.}$$



(شكل رقم ٧٠-٥) تدرج الضغط الجوي لثبات وشدة انحداره

ولما كانت قوة انحدار الضغط للجوى تتناسب عكسياً مع كثافة الهواء، فإن سرعة الرياح تقل مع ازدياد كثافة الهواء - كما هو موضح في العلاقة السابقة، والعكس صحيح إذ تزداد سرعة الرياح مع تزايد الارتفاع لانخفاض كثافة الهواء.

## ٢- قوة دوران الأرض حول نفسها

ينتج عن دوران الأرض حول نفسها من الغرب إلى الشرق بسرعة تقاصلية تبلغ أشدها في منطقة استوائها وتقل بالابتعاد عنها، تأثيراً على إتجاه حركة الأجسام المتحركة فوقها ومنها الرياح، التي تعمل على انحرافها إلى يمين إتجاهها الأصلي - التي حددتها قوة انحدار الضغط الجوى - في النصف الشمالي، وإلى يسار إتجاهها الأصلي في النصف الجنوبي لكوكب الأرض (شكل ٨-٥)، وتعرف هذه القوة باسم قوة كوريوليس التي تكلمنا عنها سابقاً.

وتكثف قوة دوران الأرض التي تجعل الأجسام تنحرف عن إتجاهاتها الأصلية بأنها تعمل بزاوية يمينية بالنسبة لإتجاه الجسم المتحرك في النصف الشمالي، وبزاوية يسارية في النصف الجنوبي من كوكب الأرض. كما تؤثر قوة دوران الأرض على إتجاه الرياح فقط دون تأثيرها على سرعتها. وتبلغ قوة دوران الأرض أشدها عند القطبين وتتعدى عند خط الاستواء.

ويجبر عن قوة دوران الأرض (ق حـ) رياضياً باللاقة :

$$[ق حـ = ٢ \sin Z \text{ جا } Q]$$

حيث :

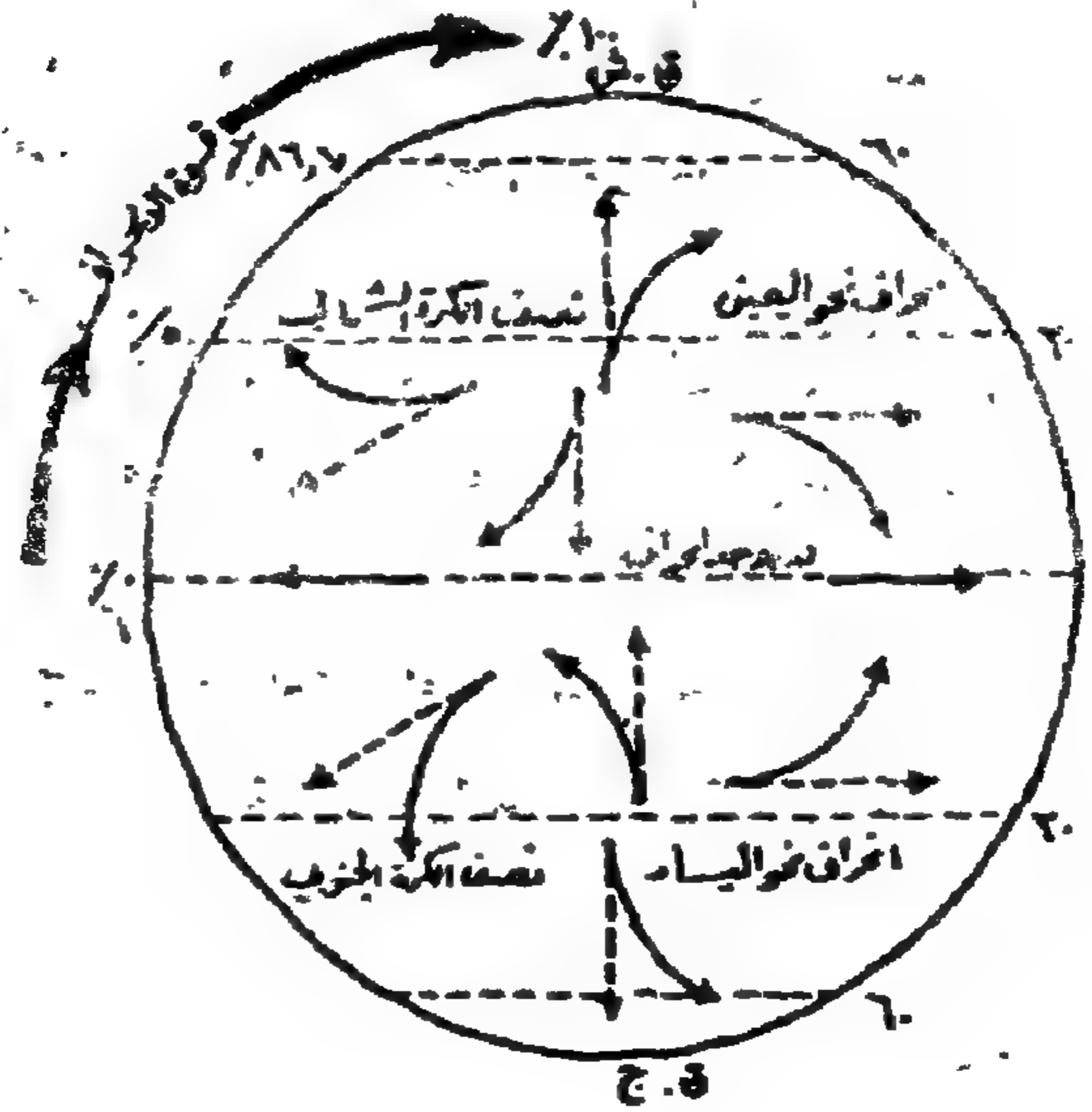
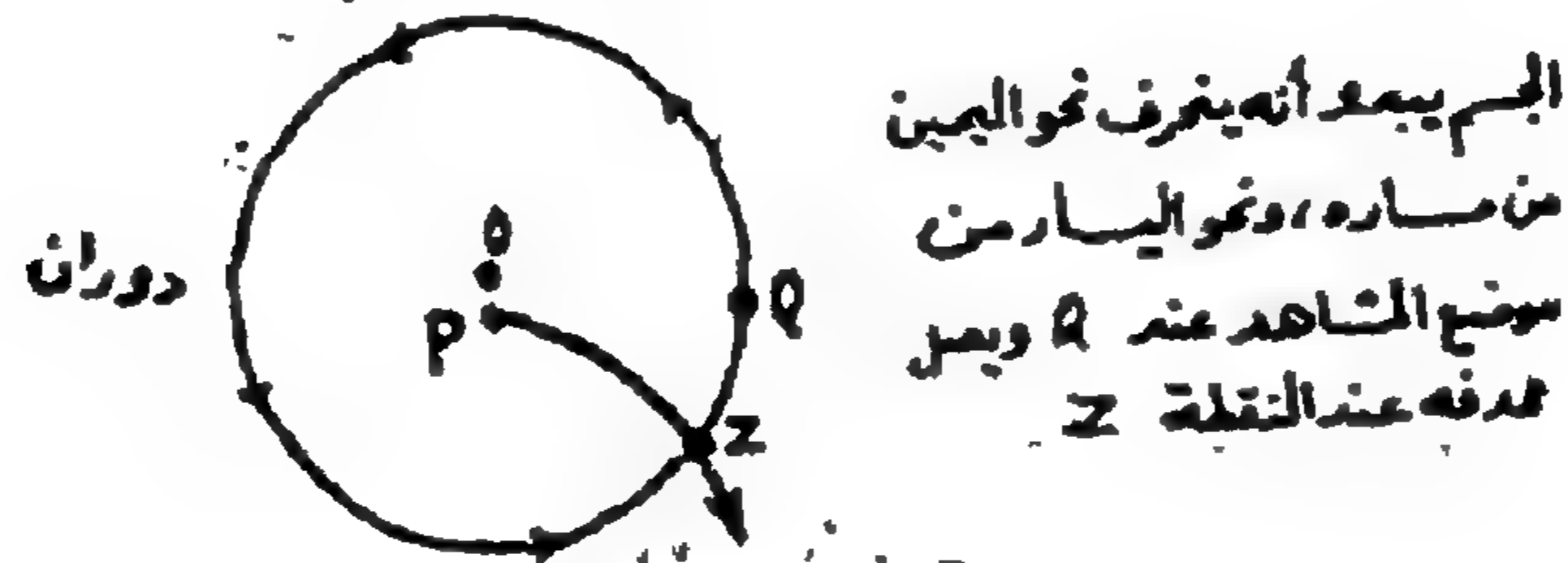
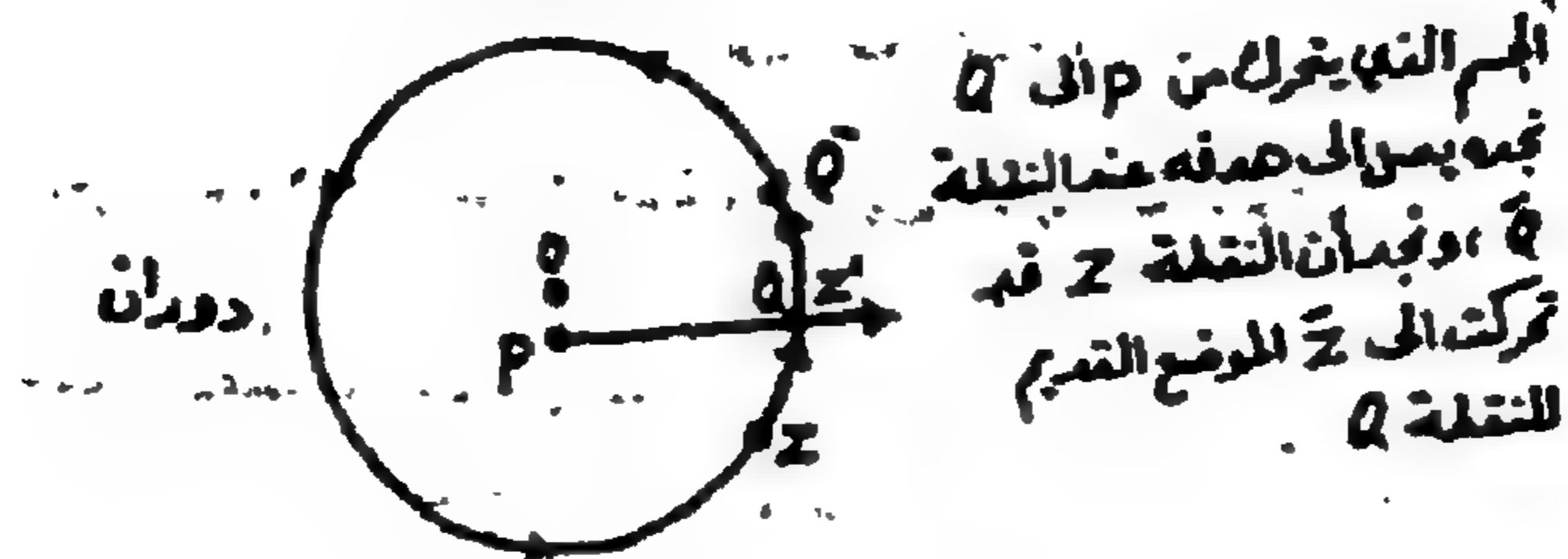
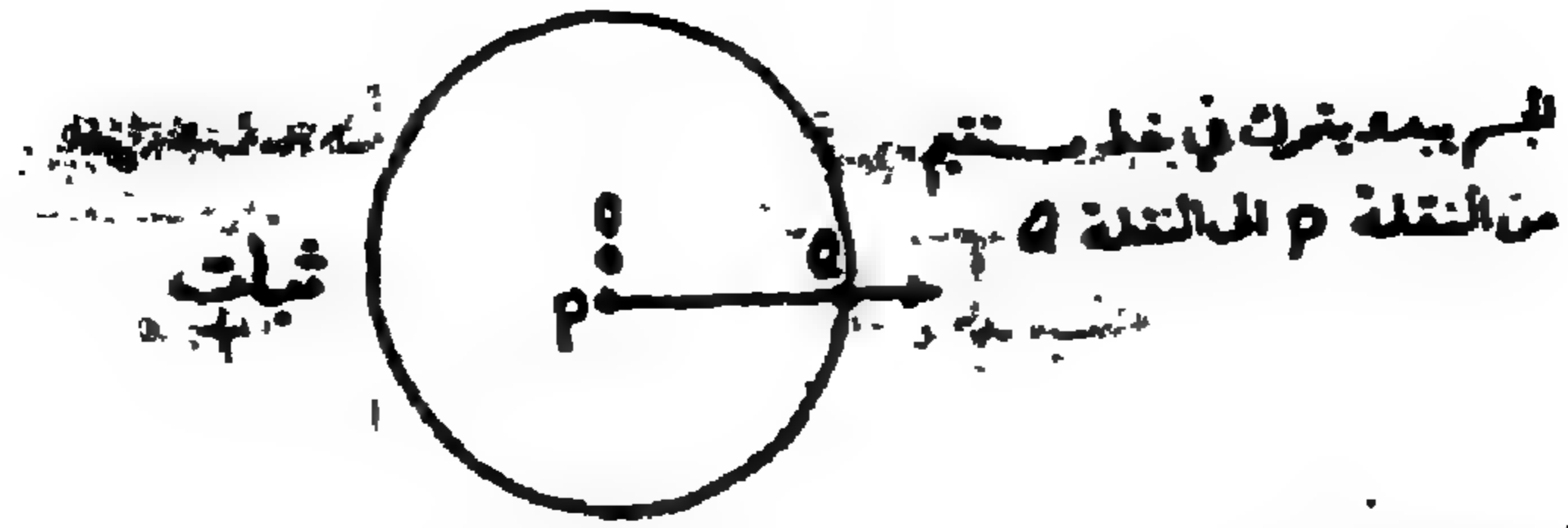
س = سرعة الرياح.

ز = السرعة الزاوية لدوران الأرض حول محورها  $(٧.٢٩ \times ١٠^{-٥} \text{ راديان/ ثانية})$ .

Q = درجة عرض المكان.

ويعرف المقدار:  $(٢ \sin Z \text{ جا } Q)$  بمعامل قوة دوران الأرض (م حـ).





(شكل رقم ٨-٥) أ- التأثير المرئي للدوران الأرض على مجرى جسم متحرك  
ب- اتجاه انحراف الرياح بفعل دوران الأرض

## ٢- قوة الاحتكاك

يلجئ عن احتكاك الرياح بسطح الأرض المضرس تحولاً في اتجاه الرياح وتعديلاً في سرعتها. وكلما كان السطح أكثر تضرساً ازدادت فعاليته في التأثير على اتجاه الرياح وسرعتها، وهذا ما يتضح من المقارنة بين رياح كانت متحركة فوق سطح مائي أملس (قليل التضاريس) ثم انتقلت مباشرة إلى سطح اليابس المضرس المجاوز، مما يجعل سرعاتها تقل واتجاهها يتغير. كما أن سرعة الرياح تتزايد مع الابتعاد عن سطح الأرض حيث يقل تأثير الاحتكاك، كما أن اتجاه الرياح يأخذ بالتغير مع تزايد الارتفاع عن سطح الأرض المضرس.

وبصورة عامة، فإنه كلما تزايد تضرس السطح تددت سرعة الرياح أكثر، كما تعمل تضاريس السطح على الإقلال من انحراف الرياح التي تسببه قوة الأرض، بحيث تدفعها تضاريس السطح لأن تقطع خطوط الضغط الجوي المتساوي بشكل زاوي مقداره ٢٥ - ٣٥ درجة فوق يابس الأرض وبين ٢٠ - ٢٥ درجة فوق المسطحات المائية.

## ٤- قوة الجذب المركزية:

إن أي جسم يتحرك في مسار منحنى، لا بد أن يجذب نحو مركز الدوران بما يتناسب مع كتلته (ك) وسرعته (ر) ونصف قطر انحناء مساره (نق)، كما هو موضح في العلاقة التالية:

$$ق م = \frac{ك ر^2}{نق}$$

وكلما ازداد الانحناء وقلت سرعة الجسم المتحرك ازدادت قوة الجذب نحو المركز، والعكس صحيح. غير أن قوة الجذب المركزية تعاكسها قوة تعرف بالقوة الطاردة المركزية مساوية في القيمة لها ولكنها معاكسة لها في الاتجاه، حيث تعمل على إبعاد الجسم المتحرك في مساره المنحني عن مركز دورانه. وكلما كانت سرعة الجسم المتحرك أكبر والانحناء أشد ازدادت قوة الطرد المركزية.

وبما أن الرياح تتحرك عموماً في مسارات شبه دائرية حول مركز الضغط الجوي المرتفع والمنخفض، لذا فإن هذه القوة التي لا تظهر بشكل واضح في الارتفاعات الجوية وفي الانخفاضات الجوية الكبيرة بحيث يمكن إهمالها، تبدو واضحة التأثير في الانخفاضات شديدة العمق وقليلة الاتساع والتي تصل فيها سرعات الرياح إلى مرحلة الأعصار، كما هي الحال في أعاصير الهاريكين وأعاصير التورنادو والدوامات الهوائية الصغيرة الحجم.

وتعمل قوة الطرد المركزية عكس اتجاه قوة تدرج الضغط الجوي في نظام الضغط المنخفض، سواء أكان المنخفض الجوي ضحلاً أم متعمقاً، ففي المناطق البعيدة عن خط الاستواء تعمل هذه القوة عند السطح مع قوة دوران الأرض في اتجاه واحد، لكنها في العروض المنخفضة قريباً من خط الاستواء، حيث تتعظم قوة دوران الأرض، فإنها تعمل بمفردها في عكس قوة تدرج الضغط الجوي للتوازن معها ولتجعل الرياح تتحرك بشكل دوراني حول مركز الضغط الجوي المنخفض.

## قياس حركة الهواء

كثيراً ما تقدر قوة (أو سرعة) حركة الهواء (الرياح) حسب المقياس الذي وضعه بوفورت Beaufort Scale عام ١٨٠٥ (جدول رقم: ١-٥). وهذا يجب أن ننوه إلى أنه غالباً ما تكون نفحات الرياح أكبر بكثير من متوسط سرعتها. والسرعات التي وضعها بوفورت هي السرعات المقاسة على ارتفاع ١٠ متر فوق مستوى سطح الأرض، علماً أن الرياح تكون على مستوى سطح الأرض أبداً مما هي عليه في المستويات الأعلى، وذلك بسبب الاحتكاك الناتج مع سطح الأرض كما أسلفنا.

جدول (١-٥) مقياس بوفورت لقوة الرياح

القوة	نوع حركة الهواء	العلاقة الخاصة بها على الأرض	متوسط السرعة كيلومتر/ساعة
صفر	ساكنة	يتساعد دخان المدخن رأسياً	صفر
١	هواء خفيف	يتعين إتجاه الرياح بانحراف الدخان وليس بدوارة الرياح	١.٥ - ٣.٥
٢	نسيم خفيف	يشعر الإنسان بالريح على وجهه، تتحرك دوائر الرياح العادية	١.٥ - ٣.٥
٣	نسيم لطيف	تكتسب أوراق الأشجار والأغصان الصغيرة حركة مستمرة وتنتشر للرياح الأعلام الخفيفة	٦.٥ - ١٠
٤	نسيم معتدل	تثير الغبار وقطع الورق المتناثرة، وتتحرك فروع الشجر الصغيرة	١٣ - ١٩
٥	نسيم قوي	تبدأ الأشجار الصغيرة في التمايل، تظهر موجات	٢٠ - ٢٩
٦	نسيم شديدة	توهز أغصان الشجر الكبيرة ويسمع صفير في الأسلاك الهاتفية	٣٠ - ٣٩
٧	عاصفة (نزه) معتدلة	توهز الأشجار بأكملها ويصعب السير ضد الرياح	٤٠ - ٤٩
٨	عاصفة (نزه) نامنة	تقصف الأغصان الصغيرة، ولا سبيل للسير ضد الرياح بشكل عام	٥٠ - ٦٠
٩	عاصفة (نزه) شديدة	تتلف المباني على نطاق ضيق (تطيح بالمخاض واللافتات)	٦٢ - ٧٤
١٠	عاصفة هوجاء	كلما تحدث على الناس، تقلع الشجر وتحدث تلفاً في الخيام والمباني	٧٥ - ٨٦
١١	زوبعة	قليلة الحدوث جداً، تتلف مساحات واسعة.	٨٨ - ٩٩
١٢	إعصار		١٠٠ - ١٢٠ أو أكثر

وتقاس سرعة تحريك الهواء وإتجاهه عند سطح الأرض بواسطة أجهزة رصد وتسجيل خاصة هي: أولاً، دوائر الرياح العادية Wind Vane (شكل: ٩-١٥) وهي تتكون من صاري



ارتفاعه عشرة أمتار عليه ذراعان متعامدان مركب على أطرفهما الأربعة جروف توضح الاتجاهات الأصلية الأربعة ومعلق عليها سهم حر الحركة يبين اتجاه الياح السطحية، ويستطيع الراصد جوى أن يحدد اتجاه الرياح بالتقريب إذا نظر إلى مجموعة والحروف والسهم من أسفل، فرأس السهم هي تحدد اتجاه الرياح. ثانياً، مبين سرعة الرياح Anemometer (شكل: ٩-٥ ب) وهو عبارة عن جهاز به مجموعة طاسيات مجوفة يتوقف سرعتها الدورانية طبقاً لدرجة الرياح التي تصطدم بها ومتصل به عداد لقراءة قيمة سرعة الرياح المختلفة مقدرة بالعقدة (العقدة = ١,٨ كيلو متر/ ساعة) أو الكيلو متر/ ساعة. ثالثاً، جهاز مسجل سرعة واتجاه الرياح السطحية الكهربائي (شكل: ٩-٥ ج، د) وهو يتكون من مبين الرياح ومتصل به عدد ٢ مبين أحدهما للسرعة والآخر للاتجاه ويقوم بتسجيل مقدار السرعة ودرجة الاتجاه على خرائط أو أشرطة كاسيت أو خلافة.

### الرياح السطحية

تعرف الرياح السطحية برياح طبقة الاحتكاك لكونها تتحرك في الألف متر الأولى القريبة من السطح، والتي تخضع في حركتها لثلاثة قوى رئيسية هي: تدرج الضغط، وقوة دوران الأرض، وقوة الاحتكاك. ولولا قوة الاحتكاك كانت حركة الرياح قرب السطح مماثلة لحركتها بعيداً عنه؛ أي لاتخذت عندها الرياح اتجاهها مسيراً لخطوط الضغط الجوى المتساوى تاركة مركز الضغط الجوى المرتفع على يمينها في النصف الشمالي وعلى يسارها في النصف الجنوبي لكوكب الأرض. غير أن قوة الاحتكاك عند سطح الأرض تعمل على انحراف الرياح لتجعلها تقطع خطوط الضغط الجوى المتساوى بشكل زاوى متجهة نحو مركز الضغط المنخفض (شكل ١٠-٥)، وزاوية التقاطع فوق اليابس أكبر مما فوق الماء لكون سطح اليابس أكثر تضرساً.

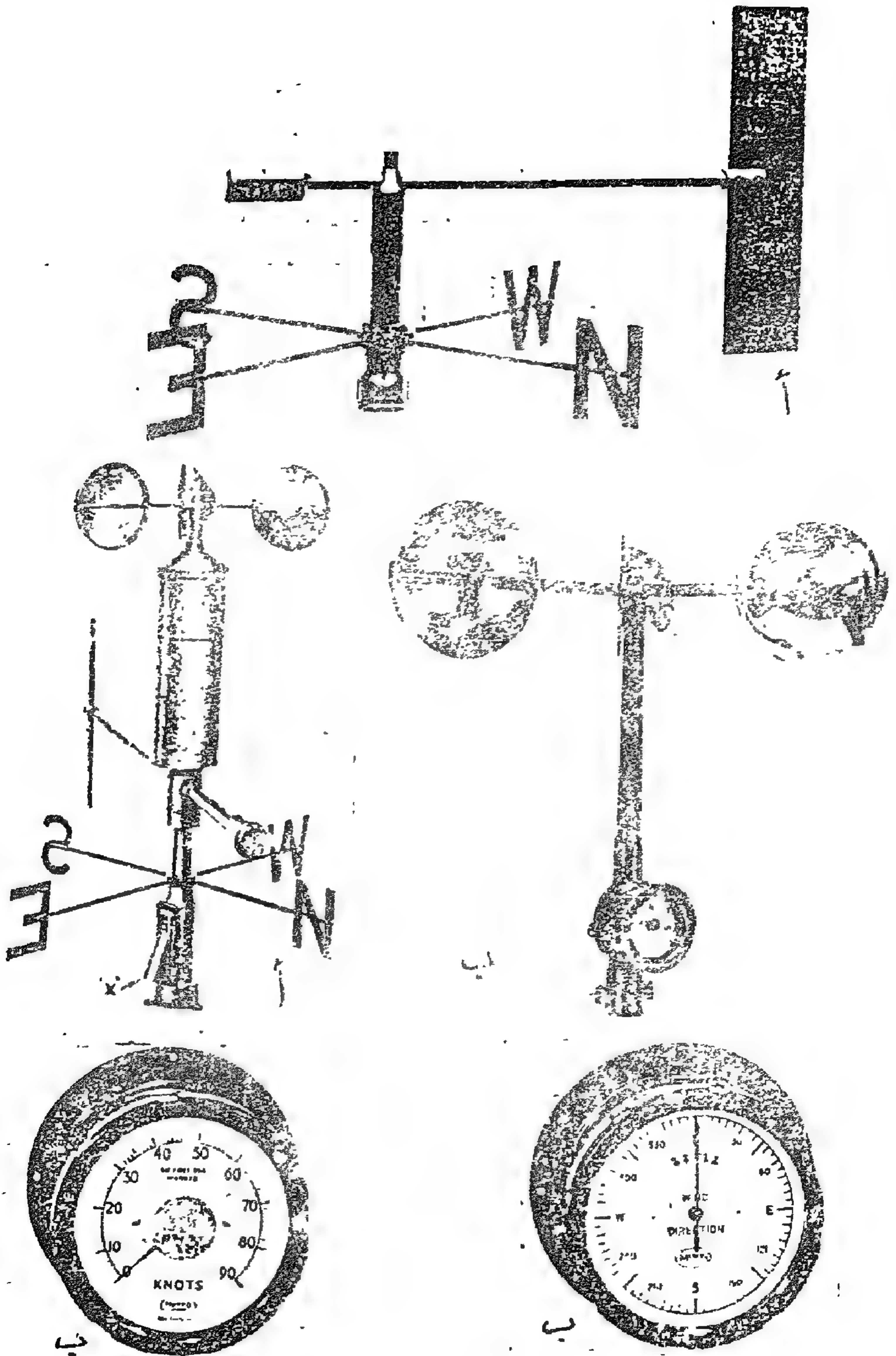
### أنواع الرياح السطحية

تصنف الرياح السطحية حسب اتجاهها ومقدار انتشارها على سطح الأرض في أربع مجموعات رئيسية هي:

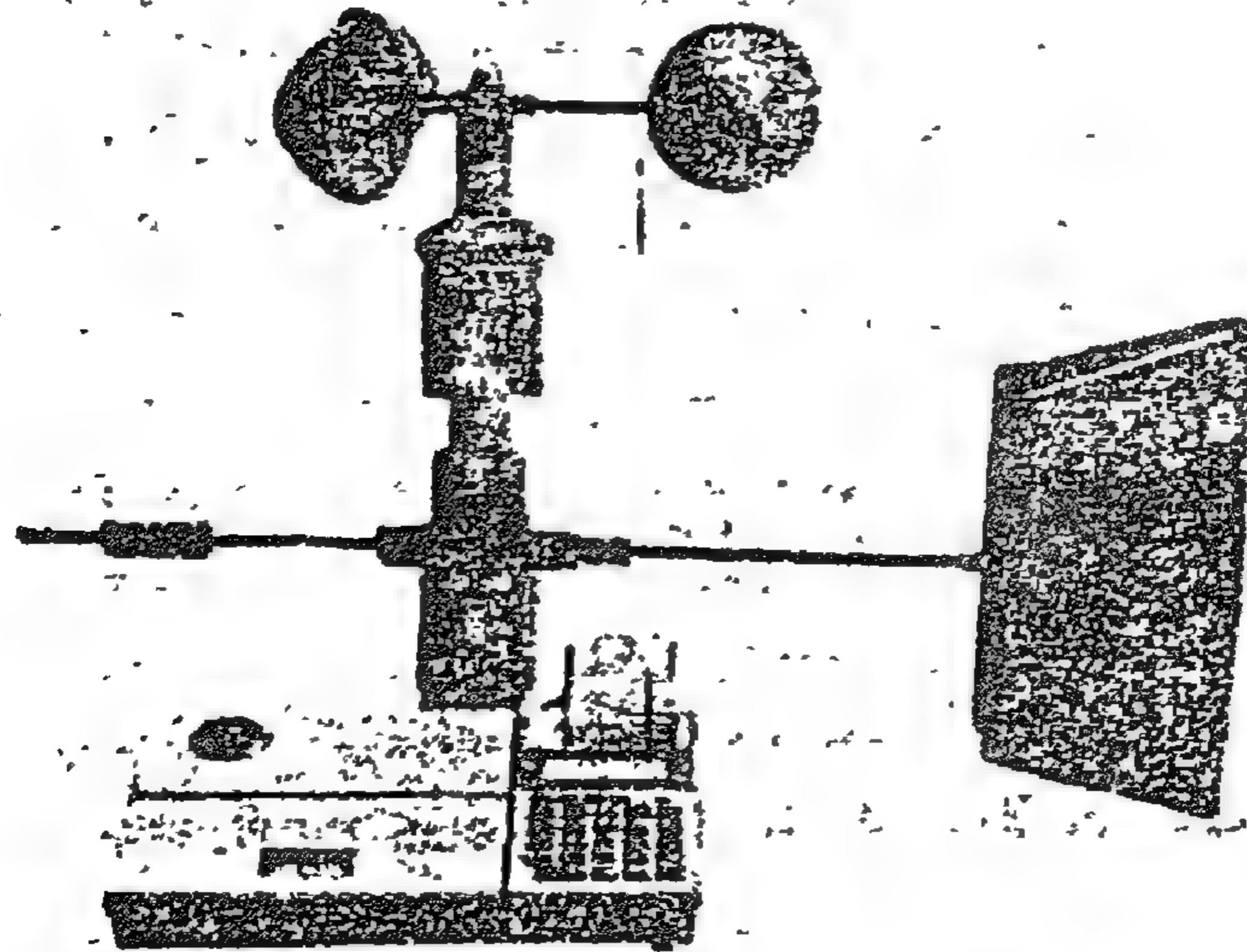
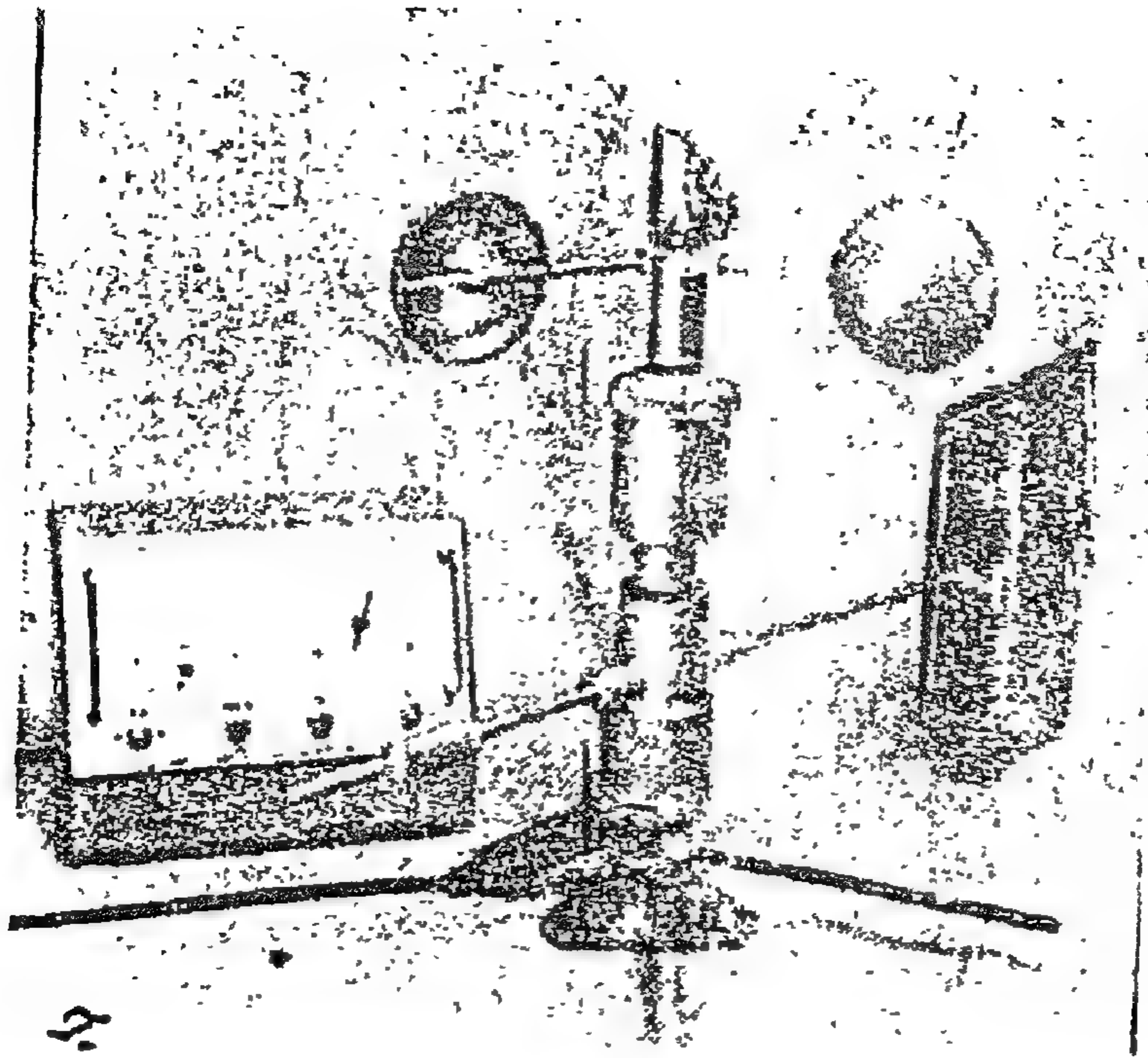
#### ١- الرياح الدائمة:

وهي الرياح التي تهب من أحزمة - أو خلايا - الضغط الجوى المرتفع الرئيسية نحو أحزمة - أو خلايا - الضغط الجوى المنخفضة (شكل ١١ - ٥). وتتميز باستمرارية هبوبها على مدار السنة، ومنها:

(أ) الرياح التجارية (Trade Winds): تتولد هذه الرياح من جوانب خلايا الضغط الجوى المرتفع شبه المدارى المواجهة للعروض الدنيا متجهة نحو منطقة الرهو الاستوائى، وهي شمالية شرقية في النصف الشمالى وجنوبية شرقية في النصف الجنوبى لكوكب الأرض. وتميل التجاريات الشمالية الشرقية والجنوبية الشرقية للتلاقى مع بعض في منطقة الرهو الاستوائى، وتعرف منطقة التلاقى تلك باسم منطقة التلاقى بين المدارية (ITCZ) أو جبهة الالتقاء المدارية. إلا أنه يسود في بعض مناطق الرهو ركوباً جويّاً لعدم قدرة الرياح التجارية من



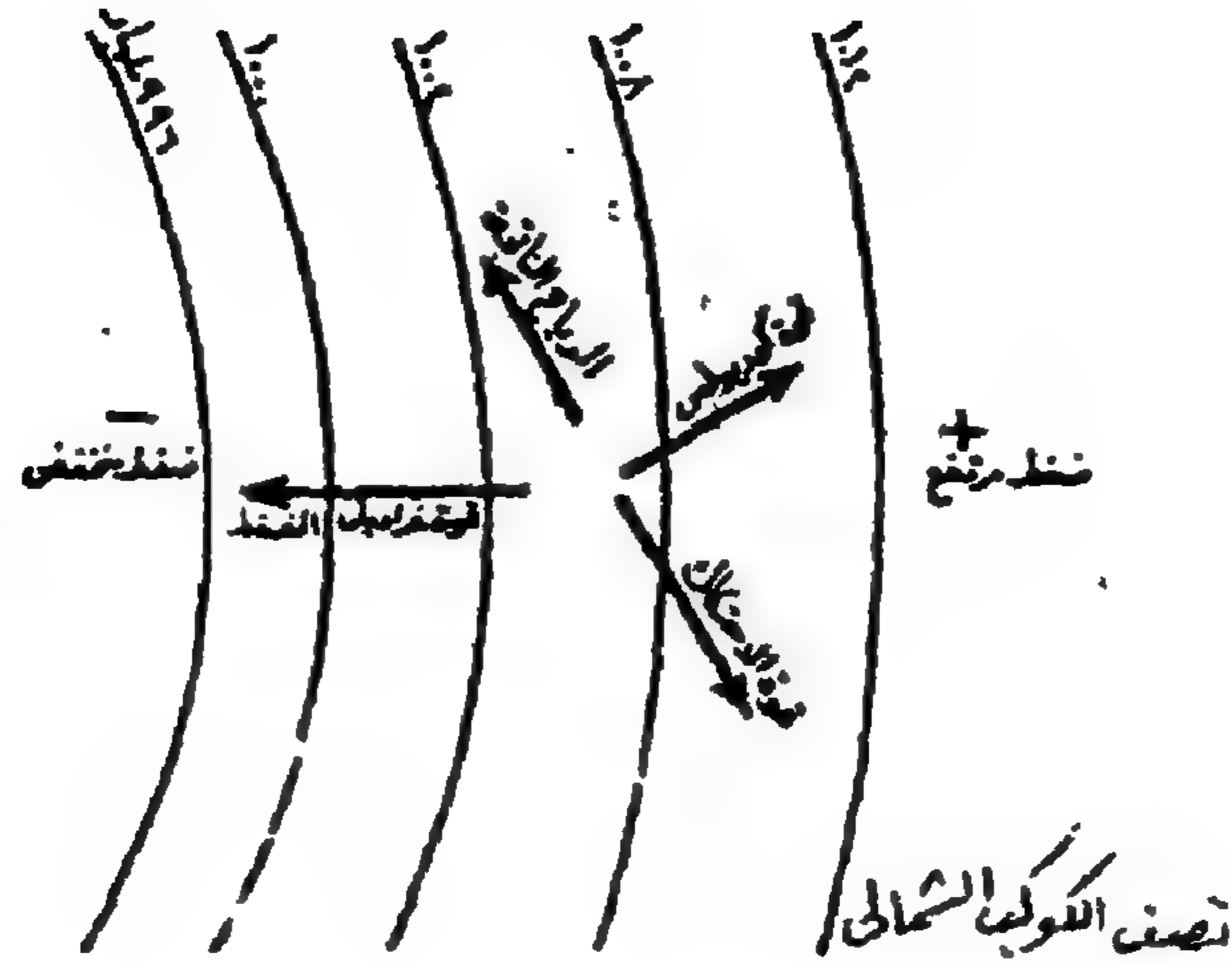
(شكل رقم ٥-٩) أ- دوائر الرياح العادية، ب- مبيان سرعة الرياح



(شكل رقم ٩-٥) ج- مبین سرعة واتجاه الرياح السطحية الكهربائي، د- مسجل سرعة واتجاه الرياح السطحية الكهربائي.



الجانبين على بلوغها نتيجة ضعف، أو حتى تلاشي تدرج الضغط الجوي فيها (شكل: ١٢-٥)

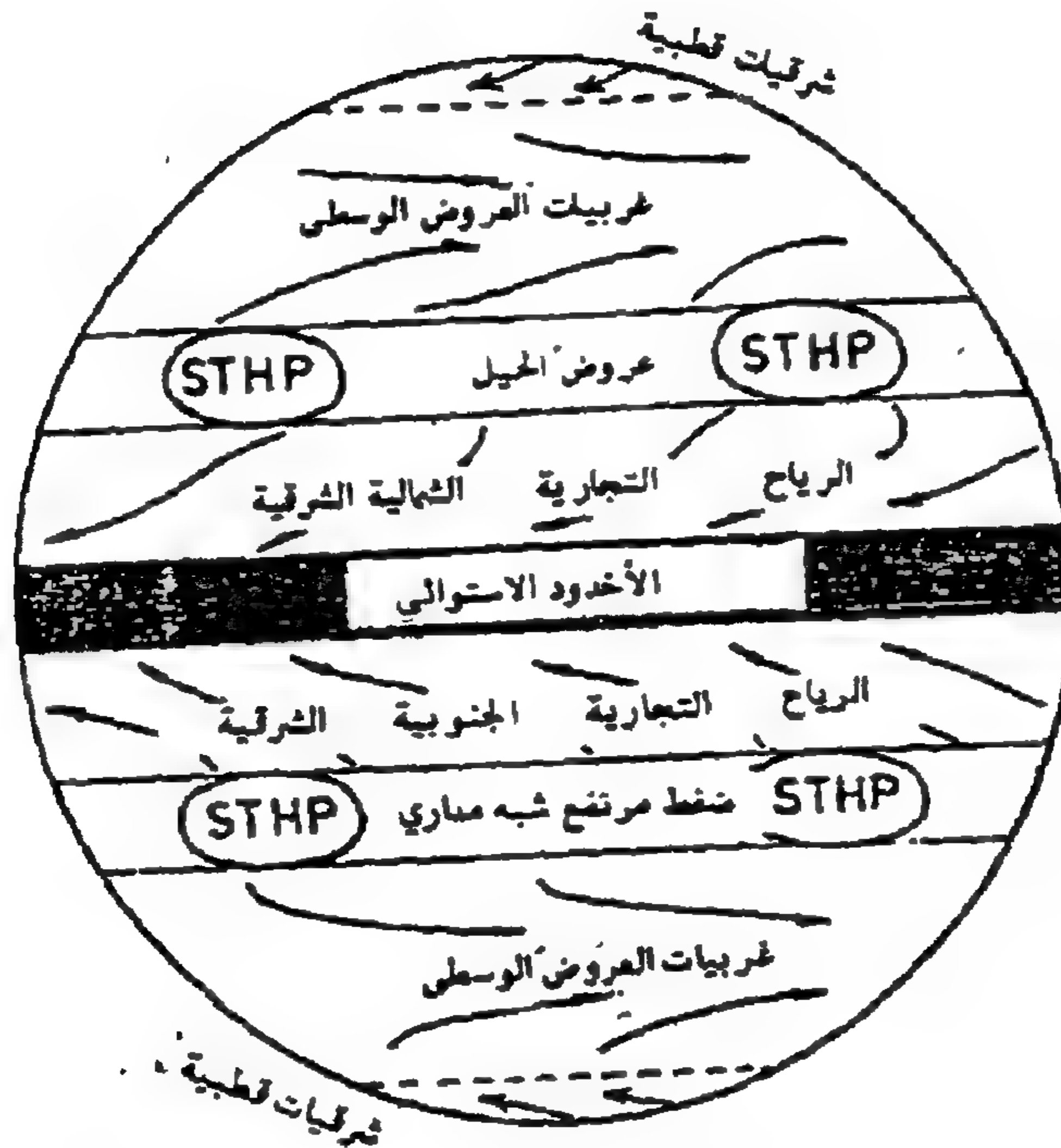


(شكل رقم ١٠-٥) الانسياب السطحي للهواء (الرياح في طبقة الاحتكاك)

وتتصف الرياح التجارية بجفافها، لكن إذا ما سحبت لها الفرصة لعبور مسطحات مائية فإنها تتحمل بالرطوبة الوفيرة التي تسقطها أمطاراً على السواحل الشرقية للقارات التي تتعرض لها (جنوب شرقي إفريقيا، جنوب شرقي أمريكا الجنوبية وشمال شرقها)، بينما تبقى السواحل الغربية للقارات في عروض هبوبها جافة تسودها الصحاري في معظمها. ونتيجة لتعاكس فعل قوة دوران الأرض في نصفي الكوكب الشمالي والجنوبي، ولتحرك منطقة الضغط الجوي المنخفض الاستوائي المرتبط بخط الاستواء الحراري شمالاً وجنوباً مع حركة الشمس الظاهرية، بحيث يتركز في فصل الشتاء جنوبي خط الاستواء الفلكي وفي فصل الصيف شمالي خط الاستواء الفلكي. ربما أن الرياح التجارية تندفع في نصفي الكوكب نحوه، لذا فإن على إحداها أن تجتاز خط الاستواء الفلكي في فصل والأخرى في فصل آخر (شكل ١٢-٥) نحو خط الاستواء الحراري، مما يجعلها تغير اتجاهها عند عبورها بفعل قوة دوران الأرض؛ فالرياح الشمالية الشرقية تصبح شمالية غربية بعد اجتيازها خط الاستواء الفلكي. والرياح الجنوبية الشرقية تصبح جنوبية غربية بعد عبورها خط الاستواء الفلكي. وتعرف المنطقة التي تهب فيها الرياح الغربية التجارية الاستوائية باسم منطقة الرياح الغربية الاستوائية التي قد تختفي في بعض المناطق التي يسودها الهدوء الاستوائي؛ والرياح الغربية الاستوائية؛ رياح خفيفة السرعة، رطبة لكونها تمر فوق المنطقة الاستوائية ذات الغطاء النباتي الوفير والتربة الرطبة والحرارة المرتفعة التي تنشط من عملية التبخر والنتح.

(ب) الرياح الغربية (العكسية) في العروض الوسطي، وهي تعرف باسم: (الرياح

(العكسية)، لكونها تعاكس في إتجاهها الرياح التجارية في نصف الكوكب، إذ تنبعث هذه الرياح من الجانب المواجه للقطب في خلايا الضغط المرتفع شبه المداري (الجانب الشمالي الغربي في نصف الكوكب الشمالي) بإتجاه مركز الضغط الجوي المنخفض دون القطبي، لذا فإن مجال هبوبها يكون بين خطي عرض ٢٥-٦٠ درجة شمالاً وجنوباً، وهي جنوبية غربية في نصف الكوكب الشمالي، وشمالية غربية في نصف الكوكب الجنوبي وتتميز باضطراب اتجاهها وعدم انتظام سرعتها بخاصة في نصف السنة الشتوي التي تكثر فيه المنخفضات الجوية. وهي عموماً رياحاً دافئة رطبة في حال هبوبها على الأجزاء الغربية من القارات.

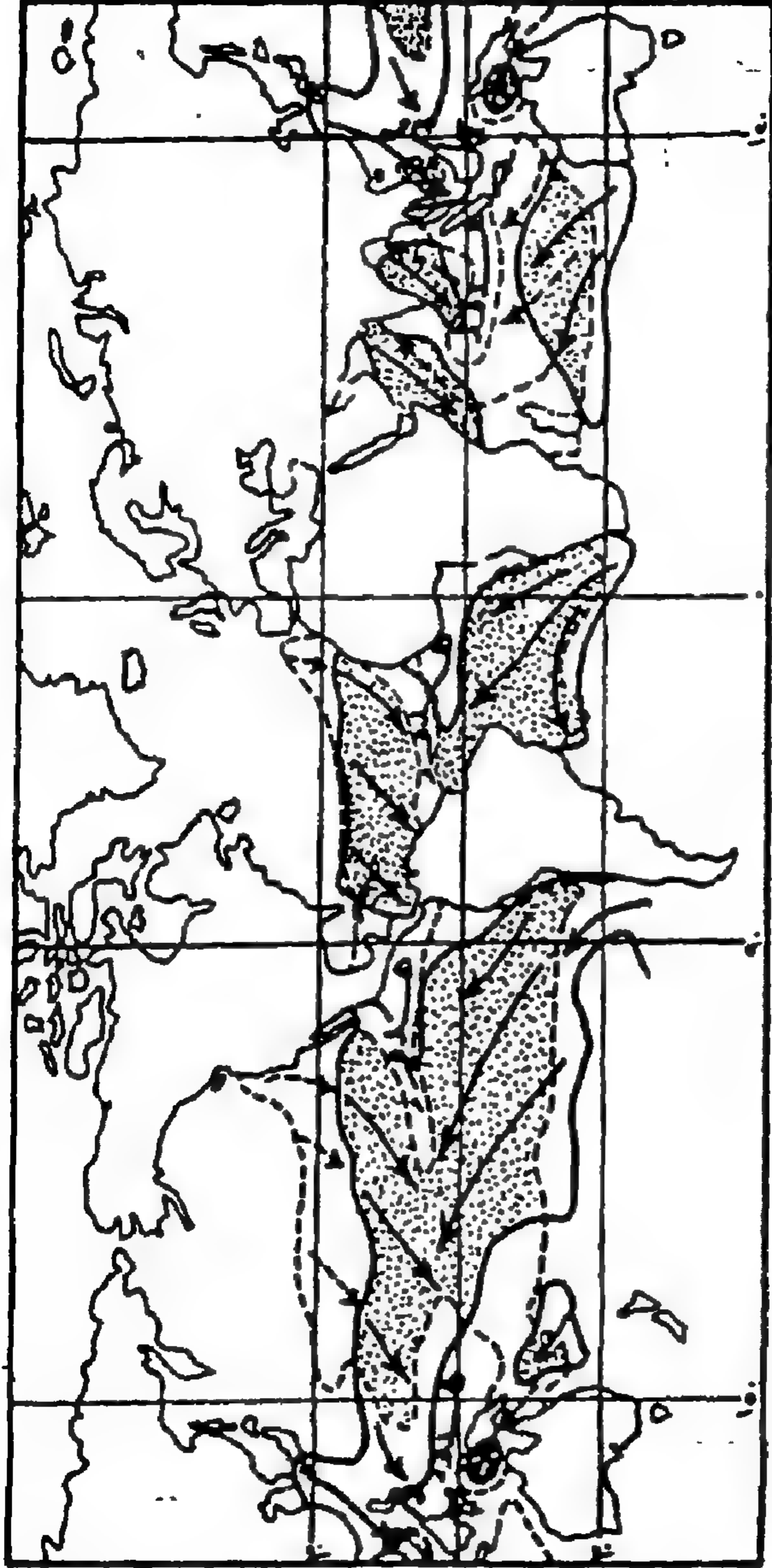


(شكل رقم ١١-٥) أحزمة الرياح الرئيسية في العالم

(ج) الرياح القطبية: وهي رياح باردة، قليلة الرطوبة، تهب من الضغط الجوي المرتفع القطبي بإتجاه الضغط الجوي المنخفض دون القطبي، وهي شرقية شمالية شرقية في نصف الكوكب الشمالي، وشرقية جنوبية شرقية في نصف الكوكب الجنوبي. وكثيراً ما تتوغل القطبيات الشمالية نحو الجنوب في كل من آسيا وأمريكا الشمالية لتبلغ العروض شبه المدارية محدثة طقساً جافاً شديدة البرودة إذا ما كانت قادمة من منطقة قارية، أو طقساً بارداً وممطراً إذا ما كانت قادمة من مناطق بحرية.

## ٢- الرياح الموسمية:

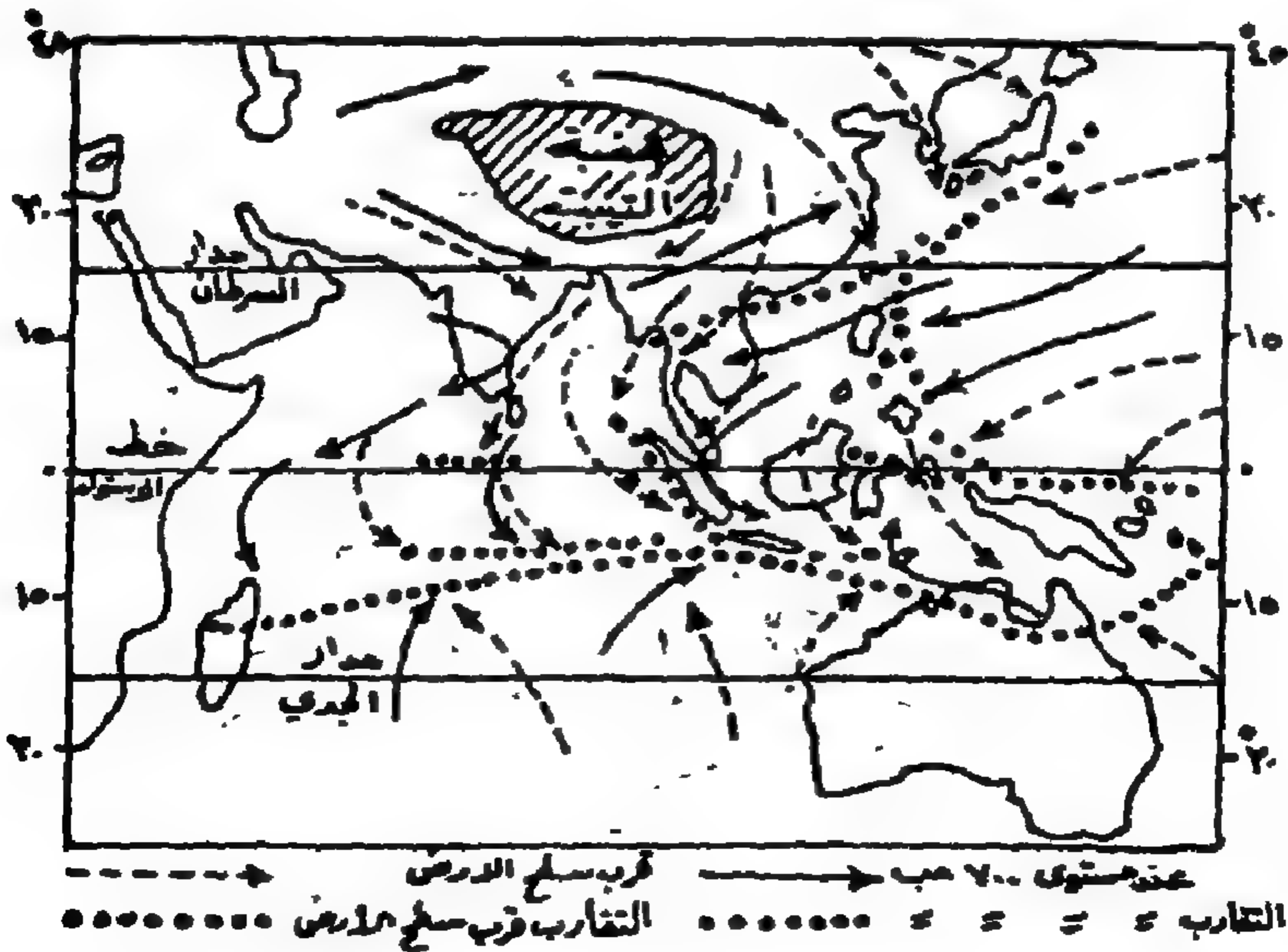
وهي رياح فصلية تهب في مواسم محددة من السنة بصورة دورية على بعض مناطق



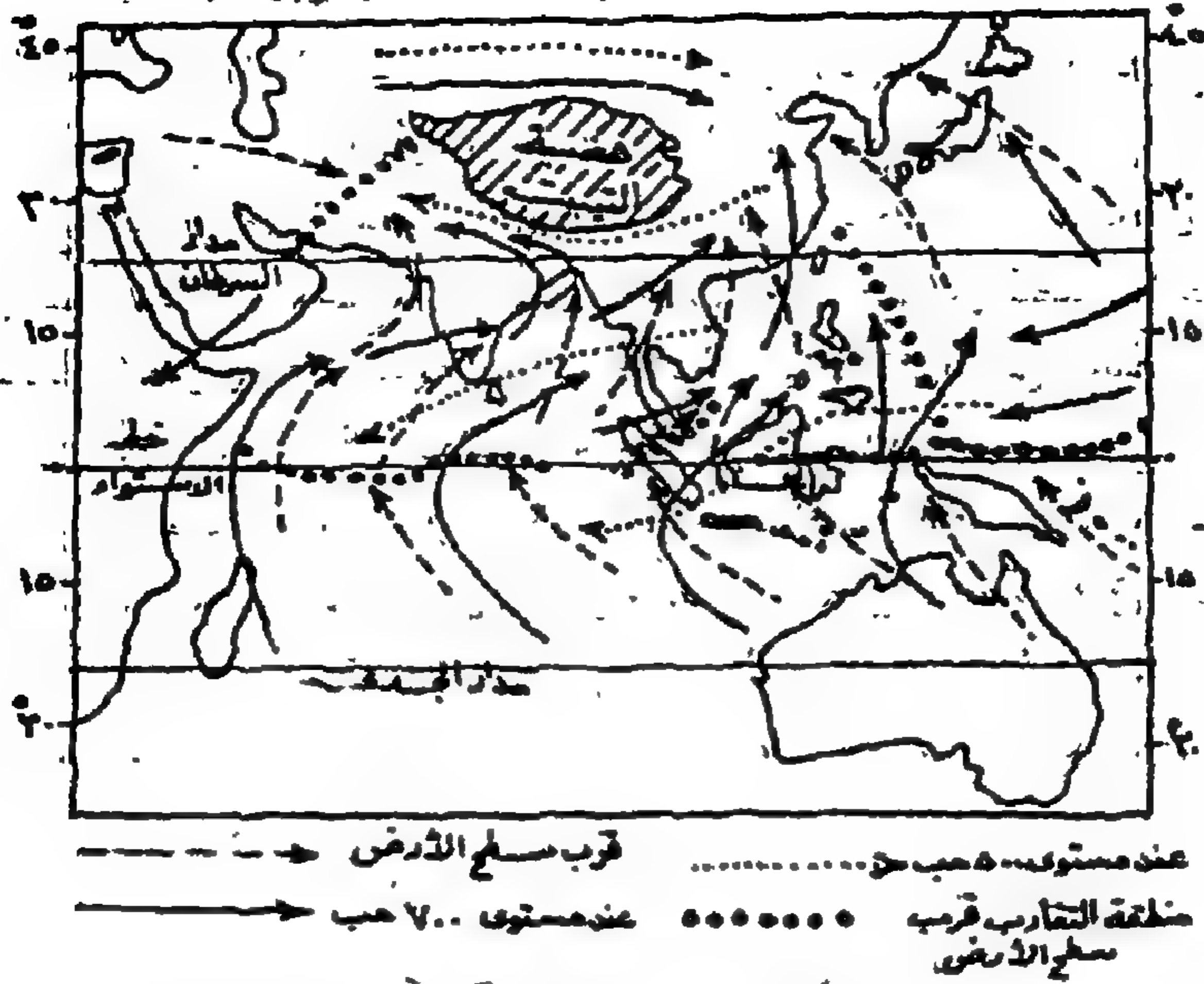
شكل رقم (٥-١٢) مناطق الرهو (الهيدوم) الاستوائي ومناطق التقارب



كوكب الأرض التي يكثر فيها تداخل كتل اليابس بالماء، كما هي الحال في جنوبي آسيا وجنوبها الشرقي والشرقي، وأجزاء من إثيوبيا والصومال واليمن، وشمالى أستراليا، وأجزاء من جنوب شرقى الولايات المتحدة. وتشكل القارة الآسيوية الميدان الرئيسى لظهور الرياح الموسمية بدوعيتها الشتوى والصيفى. ففي فصل الشتاء الشمالى تصبح أواسط آسيا وشمالها مركزاً لضغط جوى مرتفع، بينما تكون البحار الحارة الجنوبية ذات ضغط جوى منخفض يمتد محوره إلى الجنوب من خط الاستواء، وهذا ما يترتب عليه اندفاع الهواء من الضغط الجوى المرتفع الآسيوى نحو البحار الجنوبية على هيئة تيارات أفقية (رياح) تكون فى أصلها جافة تتحمل بالرطوبة عند مرورها فوق البحار والمحيطات، كما يحدث عند مرورها فوق خليج البنغال باتجاه ساحل الهند الشرقى لتسقط أمطاراً وفيرة فوق الأجزاء الشرقية والجنوبية الشرقية من الهند، ويكون اتجاه الموسميات الشتوية غربياً فوق اليابان وشمالى الصين، وشمالاً فوق جنوبي الصين، وشمالاً شرقياً فوق الهند (شكل: ١٣-٥) أما فى فصل الصيف الشمالى فتصبح أواسط آسيا وجنوبها مركزاً لضغط جوى منخفض حرارى تندفع نحو الرياح من الضغط الجوى المرتفع شبه المدارى الجنوبي المتركز عند خط عرض ٣٠ جنوباً بصورة رياح جنوبية شرقية (تجارية) قبل عبورها خط الاستواء شمالاً، وتصبح رياحاً جنوبية غربية - بعد عبورها خط الاستواء - فوق الهند والهند الصينية، وتصل إلى جنوب شرقى الصين من الجهة الجنوبية، وإلى اليابان من الجهة الجنوبية الشرقية (شكل: ١٤-٥). وتمثل فترة هبوب الرياح الموسمية الصيفية موسم الأمطار الفعلى فى جنوب آسيا وجنوبها الشرقي وشرقيها، حيث يسقط أثناء هبوبها أغزر الأمطار وأوفرها.



(شكل رقم: ١٣-٥) الحركة الهوائية الموسمية الآسيوية الشتوية.

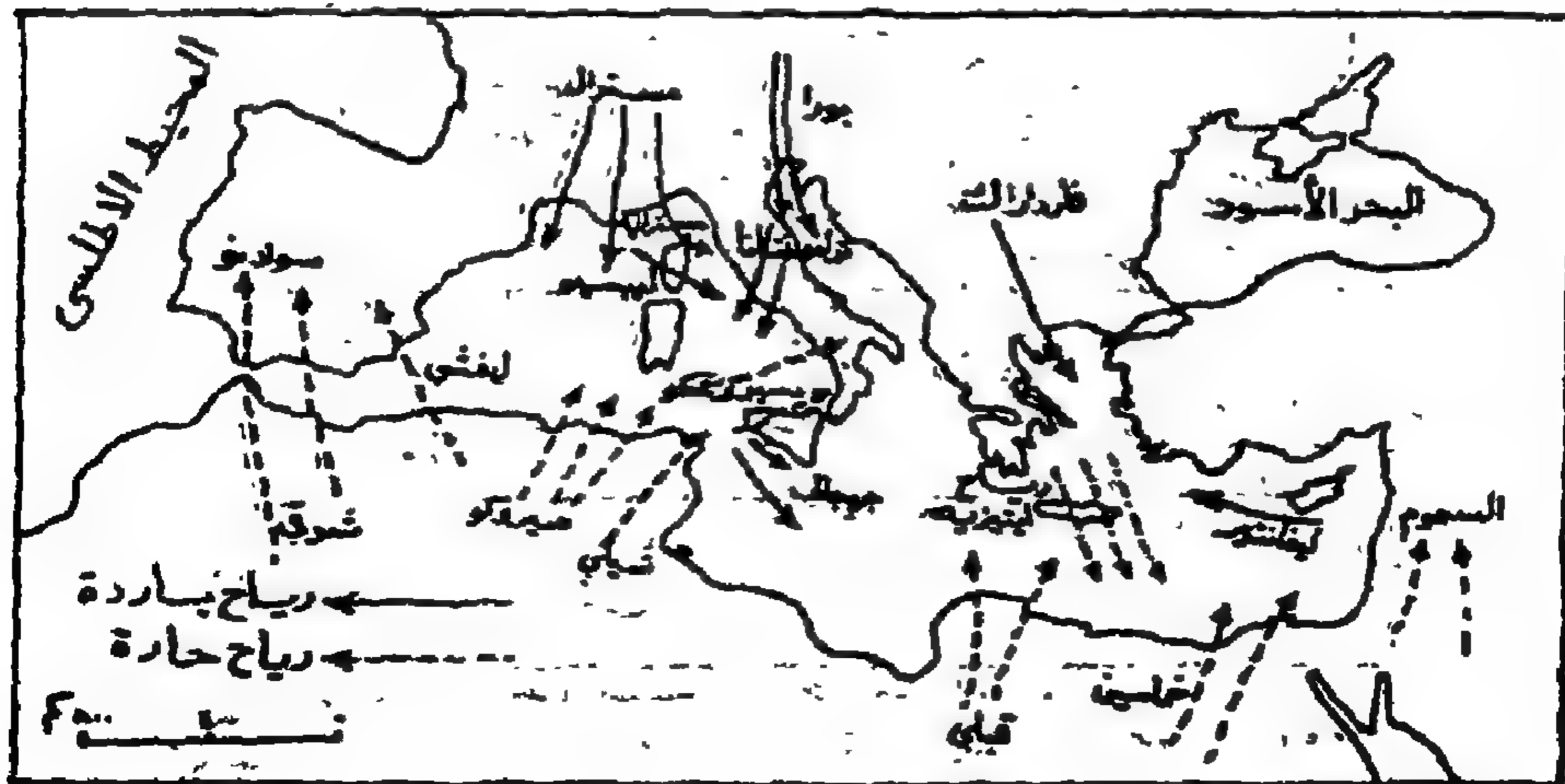


(شكل رقم: ١٢-٥) الحركة الهوائية الموسمية الآسيوية الصيفية

## ٢- الرياح المحلية:

وهي رياح تهب على مناطق معينة من العالم حسب نظام غير ثابت وخلال فترة زمنية قصيرة (يوماً أو بضعة أيام) . ومن أمثلتها :

١- رياح المنخفضات الجوية: وهي تلك الرياح التي تهب في مقدمة المنخفضات الجوية أو في مؤخرتها، ولذا يميزها نوعان (شكل: ١٥-٥) :



(شكل رقم: ١٥-٥) الرياح المحلية المصاحبة للمنخفضات الجوية

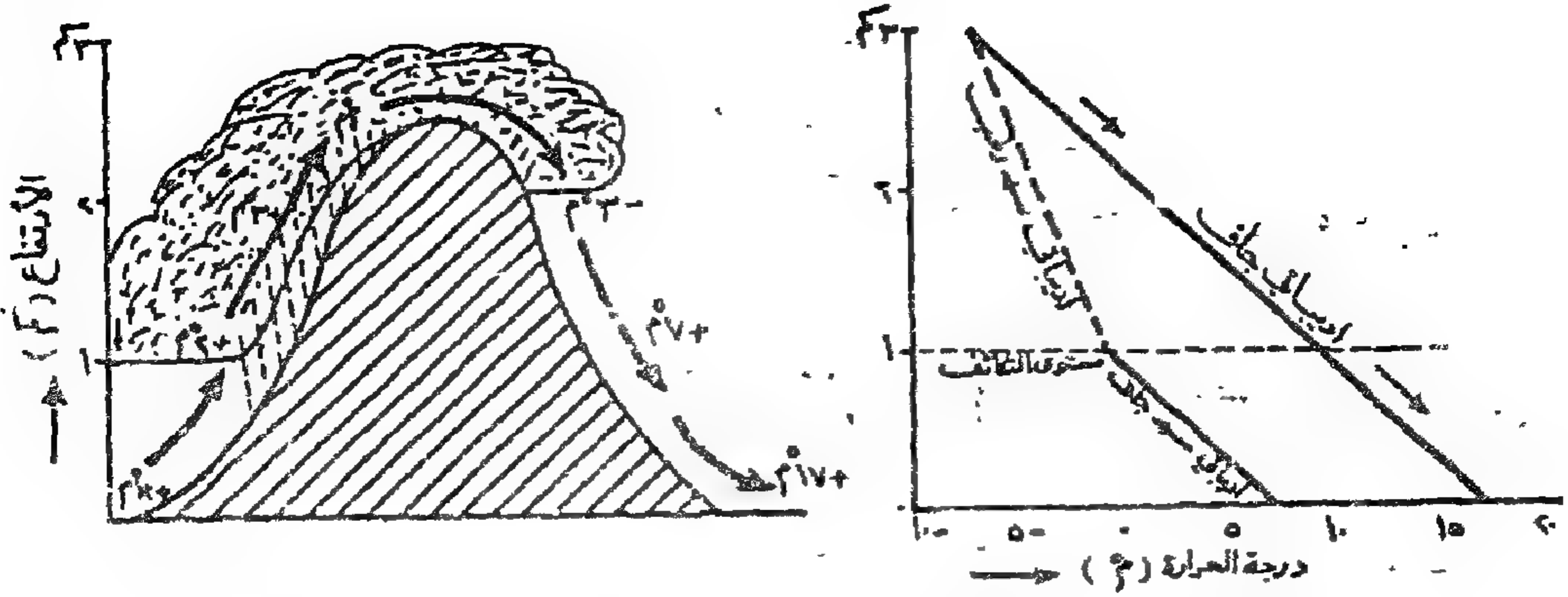
• **رياح دافئة:** تهب في مقدمة المنخفضات الجوية الجبهية رياح دافئة تختلف تسميتها باختلاف المناطق التي تهب عليها. وهي عموماً رياح جنوبية جافة ومترية، تعرف باسم الخماسين في مصر، وباسم السيروكو في شمال شرقي الجزائر، وباسم السموم في شبه الجزيرة العربية، والهبوب في السودان، والقبلي في ليبيا، والسولانو في جنوب شرقي إسبانيا.

• **رياح باردة:** وهي رياح تهب في مؤخرة المنخفضات الجوية الجبهية من الاتجاه الشمالي عموماً، وهي عادة باردة وجافة. ومن الأمثلة عنها: رياح المسترال التي تهب على الساحل الفرنسي المتوسطي، ورياح البورا التي تهب على ساحل دلماشيا في يوغسلافيا، ورياح الفارادراك التي تهب على شمالي بحر إيجة.

٢- **رياح الفوهن:** وهي رياح هابطة فوق سفوح الجبال متصفة بجفافها وشدة حرارتها. ومن أبرز الأماكن التي تهب عليها رياح الفوهن السفوح الشمالية لجبال الألب الأوربية. بينما تعرف الرياح التي تهبط فوق السفوح الشرقية من جبال الروكي الأمريكية قادمة من الغرب باسم رياح الشنوك. وتسود الرياح من نوع الفوهن في معظم بقاع العالم التي تتعرض فيها الجبال للرياح الرطبة.

ومصدر رياح الفوهن الألبية الأساسية الجزء الشمالي من القارة الإفريقية عندما يكون مغطى بنظام ضغط جوي مرتفع (مرتفع شبه مداري)، حيث تندفع منه تلك الرياح باتجاه الشمال نحو الضغوط الجوية المنخفضة المتقلة شرقاً إلى الشمال من جبال الألب، ويمرورها فوق البحر المتوسط تتحمل ببخار الماء لتتحول من رياح حارة جافة إلى رياح حارة رطبة. وما أن تصطدم بمقدمات الألب الجنوبية حتى تأخذ بالارتفاع والتبريد ذاتياً إلى أن تبلغ درجة حرارة نقطة الندى، ويأخذ بخار الماء بالتكاثف متحررة عندها الحرارة الكامنة فيه. وما أن يعبر الهواء قمم الجبال - المغطاة بالسحب الماطرة الممتدة حتى الجزء العلوي من السطح المعاكس لاتجاه الرياح - حتى يضطر إلى الهبوط على السفح الآخر ليسخن ذاتياً بالتضاغط مما يؤدي إلى تبخر بعض قطرات ماء أعالي السحب مستنفداً بذلك جزءاً من طاقته، مخفضاً من درجة التسخين الذاتي. وما أن يهبط الهواء مسافة قصيرة أسفل القمم حتى تكون جسيمات السحابة قد تبخرت، ليسخن بهبوطه بعدها وفق المعدل الذاتي الجاف ( $1^\circ\text{C} / 100\text{m}$ )، مما يقود به إلى التسخين السريع وازدياد جفافه ليصل إلى قاعدة السفح الشمالي من الجبال بهيئة هواء حار جاف جداً، يرفع من درجة الحرارة أحياناً إلى أكثر من  $10^\circ\text{C}$  خلال عدة ساعات أو حتى خلال بضعة دقائق، مما قد يؤدي إلى حدوث حرائق في الغابات في فصل الربيع (شكل: ١٦-٥).





(شكل رقم ١٦-٥) رياح الفوهن والتغيرات المرافقة لها في الحرارة والرطوبة

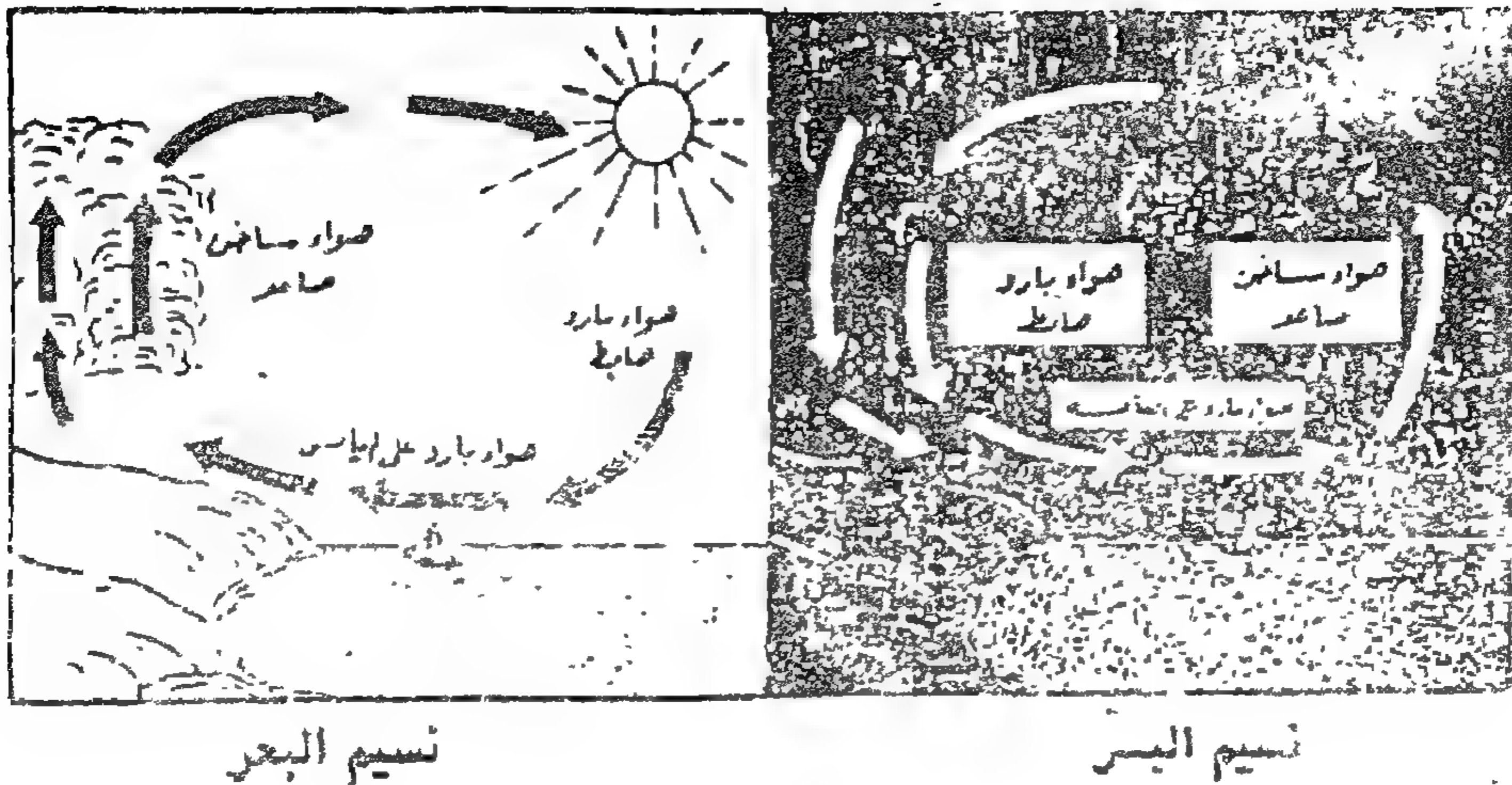
#### ٤- الرياح اليومية:

تفسح ذبذبة الضغط الجوي اليومية الدورية - ما بين النهار والليل - المجال لظهور رياح على مقياس صغير في مناطق محددة؛ كما هو الحال في نسيم البر والبحر، ونسيم الوادي والجبل.

#### نسيم البر والبحر

يحدث في أيام الطقس الهادئ والسماء الصحو، تبريد ليلي لسطح اليابس يفوق التبريد الذي يتعرض له سطح ماء البحر المجاور، مما يترتب عليه تبريد لهواء الطبقات فوق اليابس بسرعة أكبر من سرعة تبريد هواء فوق سطح البحر، وهذا يقود إلى انكماش الهواء فوق اليابس وتضاغطه أكثر من انكماشه وتضاغطه فوق البحر. مما ينتج عنه أن يصبح الضغط الجوي على سطح اليابس أعلى مما هو على سطح البحر (ضغط جوي مرتفع فوق اليابس ومنخفض فوق البحر). ويترتب على ما تقدم، تحرك الهواء ليلاً من اليابس الأبرد والأعلى ضغطاً إلى البحر الأدفأ الأقل ضغطاً على صورة نسيم خفيف يعرف بنسيم البر، بينما تكون حركة الهواء عكسية في الأعلى (من فوق البحر إلى فوق اليابس)، ويصل ما بين الحركتين الأفقيتين، حركتان رأسيان، إحداهما هابطة فوق اليابس والأخرى صاعدة فوق البحر (شكل: ١٧-٥). ويستمر هبوب نسيم البر طوال الليل إلى ما بعد بزوغ الشمس بقليل، وسرعته محدودة. أما أثناء النهار، فيكون اليابس أكثر حرارة من البحر نتيجة سرعة تسخن اليابس قياساً بالماء، مما يقود الهواء الساخن فوق اليابس بالتحرك للأعلى مترتباً عليه انخفاض الضغط الجوي على سطح الأرض، بينما يكون سطح الماء أبرد والهواء الملاصق له أبرد أيضاً، والضغط الجوي أعلى. ونتيجة لأن سطوح الضغط فوق البحر تكون متضاغطة على بعضها أكثر من تضاغطها فوق

اليابس، فإن الضغط فوق البحر يكون أعلى مما هو عليه فوق اليابس. ولذا فإن الهواء عند السطح يتحرك من البحر الأبرد الأكثر ضغطاً إلى اليابس الأدفأ الأخفض ضغطاً، وفي المستويات العليا تكون الحركة عكسية (شكل: ١٧-٥). ويعرف الهواء المتحرك نهراً عند السطح من البحر إلى البر باسم نسيم البحر الذي يبلغ أقصى قوته في ساعات بعد الظهر، ويمكن لنسيم البحر أن يخفض درجة الحرارة في المنطقة الساحلية التي يهب عليها بما يعادل ٨-١٠°م خلال أقل من نصف ساعة.



(شكل رقم ١٧-٥) نسيم البر ونسيم البحر

### نسيم الوادي والجبل

يمثل نسيم الجبل والوادي دورة صغيرة للهواء تتم خلال الأربع والعشرين ساعة ما بين أعالي سفوح الجبال وقيعان الوديان أو المنخفضات المجاورة لها. ففي الليالي الصحو الهادئة تبرد أعالي سفوح الجبال بسرعة أكبر من سرعة برودة الأجزاء الدنيا من تلك السفوح، ومن قيعان الوديان أو المنخفضات الحوضية المجاورة مما يجعل الهواء الأبرد الملامس لسطح الجبل أكثر كثافة. تحت تأثير وزنه باتجاه قيعان المنخفضات والوديان كرياح سفحية مابطة تعرف باسم نسيم الجبل (شكل: ١٨-٥)، وتبلغ سرعة نسيم الجبل حدها الأقصى عند شروق الشمس في الفترة التي يبلغ فيها التبريد الليلي حده الأعلى.

أما أثناء النهار فتكون الحركة معاكسة لليل (شكل: ١٨-٥)، حيث ترتفع حرارة قيعان الوديان والمنخفضات بسرعة وإلى درجة أكبر، مما ينجم عنه تمدد الهواء الجائم فوقها وانخفاض كثافته، ويرتفع نحو الأعلى متسلقاً سفوح المنحدرات كرياح سفحية صاعدة تعرف باسم نسيم الوادي. وهو أقل سرعة من نسيم الجبل لمعاكسته قوة الجاذبية الأرضية.



نسيم الجبل



نسيم الوادي

(شكل رقم ١٨-٥) نسيم الجبل والوادي

### التيارات الهوائية العلوية

يتحرك الهواء فوق سطح الأرض وبالقرب منه (طبقة الاحتكاك) تحت تأثير قوتين هما كما ذكرنا، قوة تدرج الضغط الجوي الأفقي وقوة دوران الأرض، مع إهمال قوة تدرج الضغط الرأسية وقوة الجاذبية. وما إن يبدأ جزء من الهواء بالتحرك تحت تأثير قوة تدرج الضغط الجوي الأفقي عابراً لخطوط الضغط الجوي المتساوية حتى تبدأ قوة دوران الأرض بالعمل على انحرافه عن مساره الأصلي، وبازدياد سرعة الهواء المتحرك تزداد فعالية قوة دوران الأرض، إلى أن يحدث التعادل بين القوتين ليأخذ الهواء عندها حركة موازية لخطوط الضغط المتساوي، تاركاً الضغط الجوي المرتفع على يمينه في النصف الشمالي وعلى يساره في النصف الجنوبي لكوكب الأرض. ولذا فإن الرياح العلوية تكون غربية في العروض الوسطى والعلية يمين الضغط الجوي المرتفع شبه المداري العلوي (شرقية في العروض الدنيا) يسار الضغط الجوي المرتفع شبه المداري العلوي. وتعرف الرياح العلوية التي تهب موازية لخطوط الضغط الجوي المتساوية باسم الرياح الجيوسטרافية التي تكلمنا عنها سابقاً، وهي تمتاز بالرتابة وثبات الاتجاه وسرعتها تكاد تكون ثابتة.



ويمكن تمييز نوعين من التيارات العلوية هما :

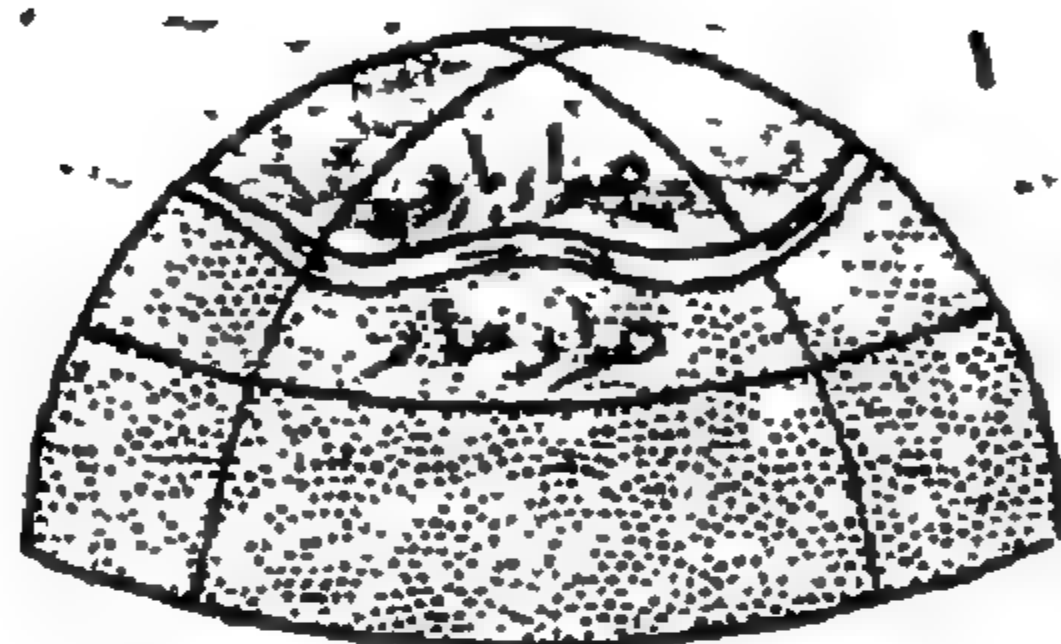
#### ١- التيارات الغربية العلوية

تسود التيارات الغربية الجيوستروفية في الجزء العلوى من التروبوسفير (فوق ٥ كيلو متر) في العروض الوسطى من نصفى الكوكب، مستمدة طاقتها الحركية من تدرج الضغط الجوى الموجود بين دائرتى عرض ٣٥ - ٥٥ درجة شمال خط الاستواء وجنوبه، الذى يحدد سرعته للرياح ودرجة نطاقيتها. إذ تختلف درجة النطاقية باختلاف سرعة التدفق الغربى، وتختلف مع ذلك سعة التموجات وطولها. وبصورة عامة فإن طول الموجة من التموجات فى التيار الغربى تتراوح بين ١٢٠ - ١٠٠ درجة طولية حسب سرعة التدفق. فعندما تكون التناقضات فى درجة الحرارة بين العروض الدنيا والوسطى على أشدها - كما يحدث فى نصف السنة الشتوى - حيث يصل التدرج الأفقى فى الضغط الجوى إلى أكثر من ٨ مليبار/ درجة عرضية بين دائرتى عرض ٣٥ - ٥٥ شمالاً، مما يجعل التيار الغربى يندفع بأقصى سرعة له، وهو يرفد أبعد ما يكون إلى الشمال، متخذاً فى مساره شكلاً أقرب ما يكون إلى الانسيابى، لكون التموجات فيه قليلة جداً، مما يجعل كتل الهواء الباردة تنحصر فى العروض العليا والدافلة فى العروض الوسطى، ويكون التبادل الطولى بين هواء العروض الدنيا والعليا محدوداً جداً (شكل: ١٩-١٥). وتعرف هذه المرحلة من تطور التيار الغربى باسم النطاقية العظمى التى تتميز بالظواهر التالية: حركة سريعة للمنخفضات نحو الشرق، وتبادل طولى قليل للكتل الهوائية، وتطور شديد فى الضغوط الجوية المرتفعة شبه المدارية والمنخفضات الأيسلندية وتزحزحها لتتمركز إلى الشرق من موقعها الأصلي. وفى حال تباطؤ حركة التيار الغربى تتزايد سعة الموجات ويقل طولها، نتيجة تعمقها باتجاه خط الاستواء، متولداً عن ذلك تدفق للهواء القطبى نحو خط الاستواء، وللحواء المدارى نحو القطبين (شكل: ١٩-٥ب). وكلما تباطأت حركة التيار الغربى أكثر ازدادت سعة الموجات، ونشط الحركات الطولية التبادلية للهوائى المدارى والقطبى، واقترب التيار الغربى عندئذٍ من خط الاستواء (شكل: ١٩-٥ج)، وهكذا إلى أن تصبح التموجات واسعة جداً إلى الدرجة التى يحدث عندها انفصال لقيعان الموجات وقممها عن التيار الأصلي، متولداً من ذلك دوامات مغلقة فى شمال التيار الرئيسى وجنوبه (شكل: ١٩-٥د). وتعرف هذه المرحلة النهائية من مراحل تطور التيار الغربى بالنطاقية المنخفضة التى تصاحب بالمظاهر التالية: تدرج حرارى - شرقى - غربى شديد، والمظهر الخليوى للحركة الجوية الذى ينجم عنه بفعل آلية القطع تولد منخفضات جوية ديناميكية ذات هواء بارد (كتلة باردة محاطة بهواء حار) ومرتفعات جوية ديناميكية ذات هواء حار (كتلة حارة محاطة بهواء بارد). وقد تمتد المنخفضات المتشكلة وفق هذه الآلية حتى السطح لتشكل نواه لتطور منخفضات جوية.

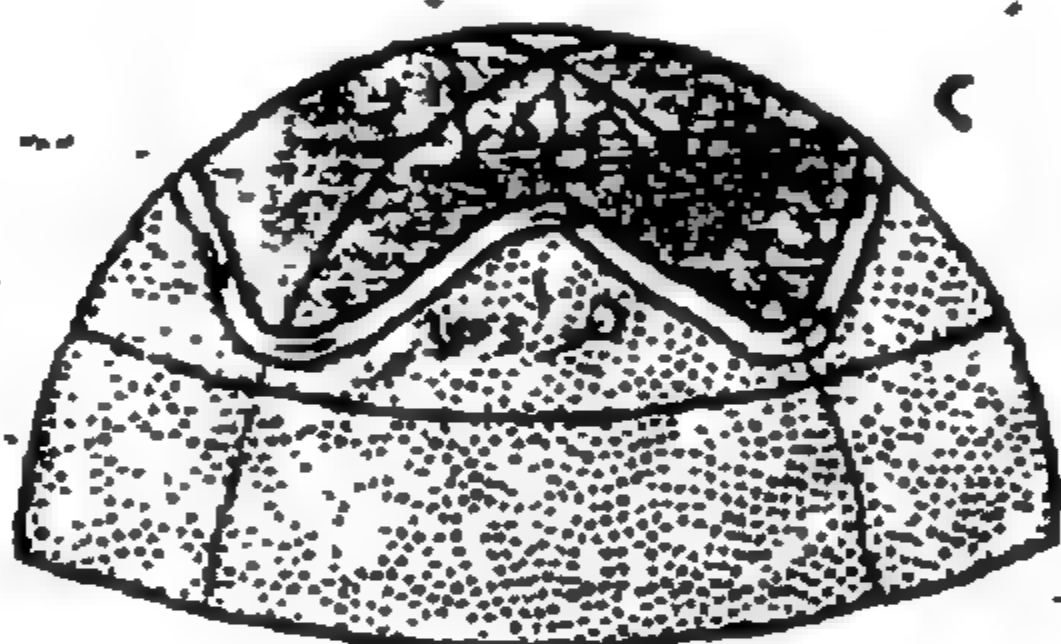
وتعزى نشأة الأمواج العلوية إلى مبدأ المحافظة على الدورانية المطلقة للرياح التى هى نتاج الحركة الدورانية للأرض والحركة الدورانية للرياح بالنسبة للأرض عند أية سرعة للرياح فوق سطح الأرض؛ ذلك أن الدورانية لا ترتبط فقط بحركة الهواء حول المنخفض أو المرتفع الجوى (الدورانية النسبية)، وإنما ترتبط أيضاً بموقع ذلك النظام الحركى على الأرض الدائرة. وتتركب

المركبة الرأسية للدورانية المطلقة للرياح من الدورانية النسبية لها حول المخفض أو المرتفع الجوى وقيمة معامل كوريولي. وأى خلل فى التوازن بين دورانية الأرض وحركة الرياح سيجعل الرياح تحاول تعديل مسارها إلى أن تعود إلى حالة التوازن مع حركة الأرض الدورانية، إذ تميل الحركة الدورانية المطلقة دائماً للمحافظة على قوتها، حيث إن:  $I$  (معامل كوريولي + الدورانية النسبية للرياح)  $\times$  معدل التغير التالى فى الحركة] = صفراً. ومن ثم فإنه، إذا ما تحرك الهواء باتجاه القطب، فإن معامل كوريولي يتزايد، وسيعود التيار الهوائى للإتجاه إلى العروض الدنيا. أما إذا تحرك الهواء تجاه خط الاستواء من دائرة عرضة الأصلية، فإن معامل كوريولي يتناقص، مما يتطلب حدوث تزايد فى الدورانية النسبية للرياح، والنتيجة انحراف مرة أخرى للتيار باتجاه القطب.

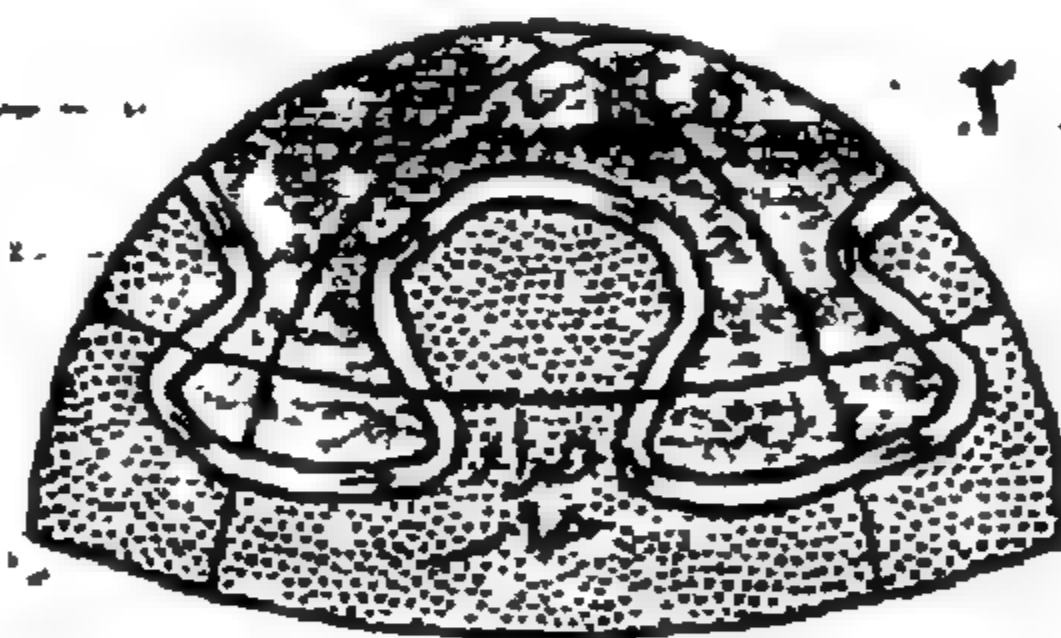
التيار التفات  
بداً بالتموج



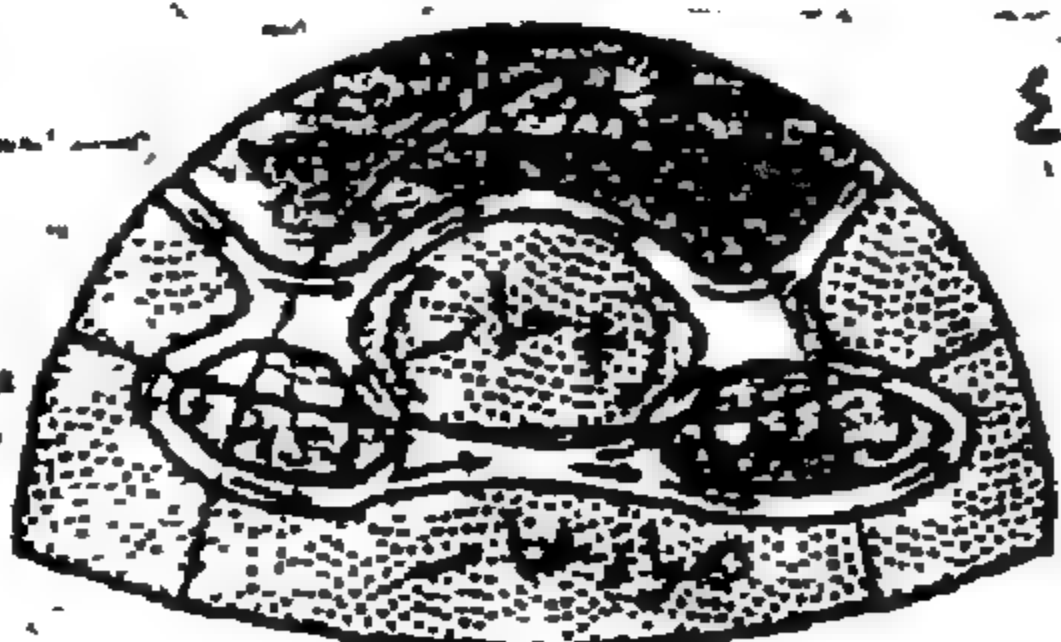
تيارات روسبي  
بداً بالشكل



التموجات  
تتطور بشكل  
كبير



تشكيل خلايا  
الهواء الحار  
والبارد



(شكل رقم ١٩-٥) الحركة الموجية - الخليوية لغريبات العروض الوسطى



## ٢- التيارات النفاثة

فى عام ١٩٤٤ اكتشف - لأول مرة - وجود تيار هوائى قوى فى الطبقات العلوية من الجو يتحرك أفقياً تقريباً، وعلى وجه التحديد عند التروبوز وهو الذى يمثل حدود طبقة التروبوسفير على ارتفاع حوالى ٩ أو ١٠ كيلو مترات فوق عروض هبوب الرياح العكسية. ولكن وجد أيضاً أن هذه التيارات النفاثة توجد كذلك فى طبقة التروبوسفير فوق العروض المدارية. وتعرف هذه التيارات الهوائية العلوية هنا برياح كراكاتوا Krakatoa Easterlies لأنها هى التى نقلت الغبار البركانى تجاه الغرب بعد ثوران بركان كراكاتوا الشهير بجزر الهند الشرقية عام ١٨٨٣.

وتبلغ سرعة التيار الهوائى العلوى النفاث ما يتراوح بين ٣٠٠، ٥٠٠ كيلومتر فى الساعة وذلك على ارتفاع يتراوح بين ٦٠٠، ١٣٠٠٠ متر ويتجاوز طوله بضعة آلاف الكيلو مترات، ويتميز بقص ریحى رأسى وأفقى شديد، ويشكل عموماً نواة محورية لتدفق الهواء العلوى. وهذه التيارات النفاثة تبلغ أقصى قوتها وامتدادها فى فصل الشتاء حيث يمكن وجود اثنين أو ثلاث تيارات مميزة. ويرتبط موقع هذه التيارات ارتباطاً قوياً بالجبهات التى تفصل بين الكتل الهوائية القطبية والمدارية.

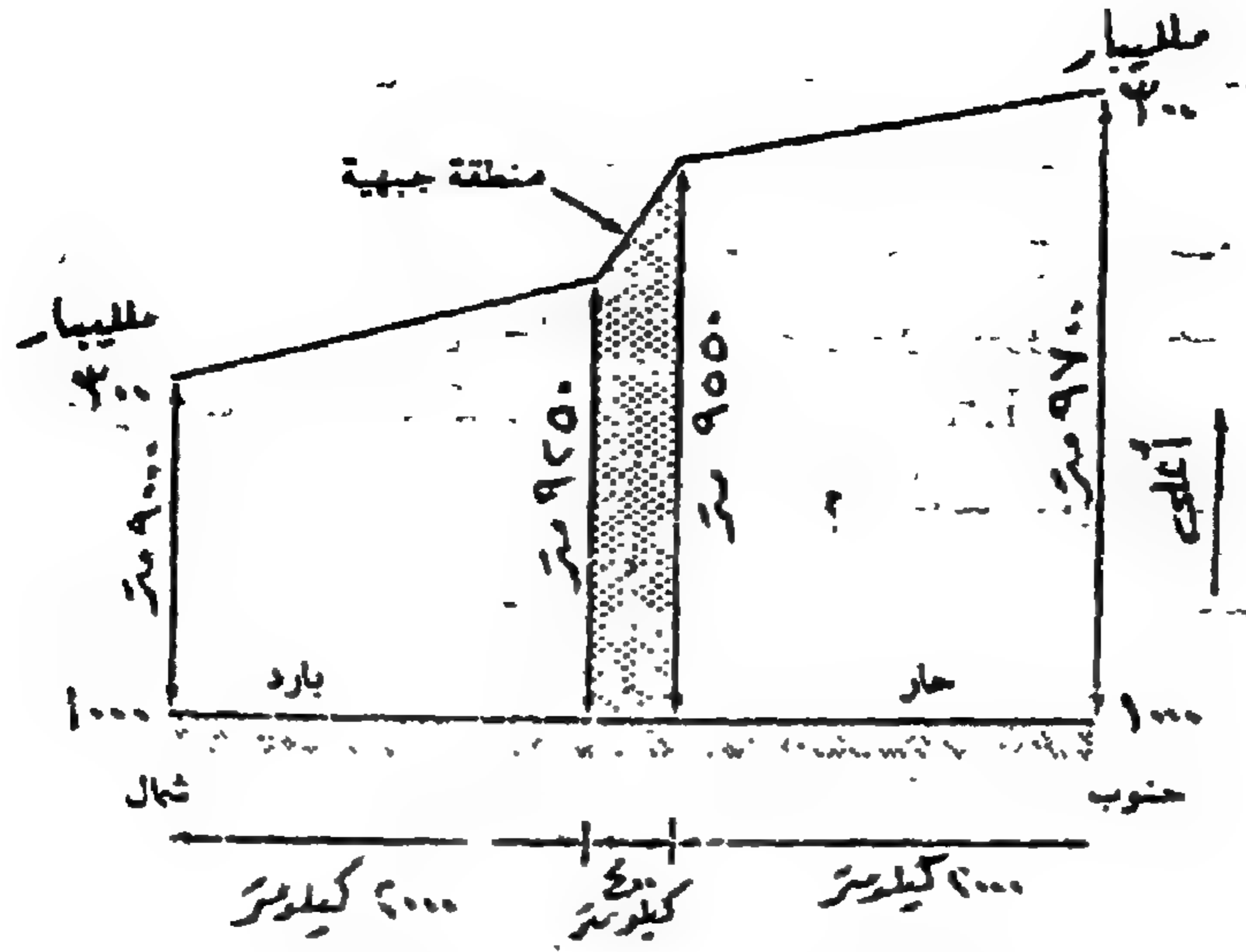
وتنتقل هذه التيارات النفاثة فى بعض الأحيان بسرعة فائقة تزيد عن ٦٠٠ كيلومتر/ساعة حسب ما سجلت الأرصاد الصاروخية من الغرب إلى الشرق فى المناطق المعتدلة، ومن الشرق إلى الغرب فى المناطق الاستوائية. وهى تعمل على تعديل الضغط الجوى والرياح فى الدورة الهوائية العامة، كما أنها تؤثر أيضاً فى أحوال الطقس على سطح الأرض، وعلى الخصوص فى تكوين العواصف والأعاصير وكذلك فى كثرة سقوط الأمطار.

ويميز بين تيارين نفاثين رئيسيين: أحدهما هو التيار النفاث القطبى المرتبط وجوده بالجبهة القطبية عند مستوى ٣٠٠ ملليبار، حيث تتصف المنطقة الجبهية بدرجة حرارة وضغط شديدين مما يدفع الرياح الغربية العلوية فوق المنطقة الجبهية إلى أن تشتد سرعتها لتبلغ قيمة قصوى (شكل: ٢٠-٥). والثانى هو التيار النفاث شبه المدارى الذى يقع عند مستوى ٢٠٠ ملليبار.

ويتوافق وجوده مع المنطقة (حوالى دائرة عرض ٣٠ شمالاً وجنوباً) التى يبلغ فيها التدرج الأفقى الأعظم لدرجة الحرارة أشده، حيث يبلغ معدل انتقال الطاقة حده الأعظم أيضاً.

وبالإضافة إلى التيارين النفاثين السابقين الموجودين فى حزام الغربيات العلوية، هناك تيارات نفاثة أخرى، نذكر منها؛ تيار فى نطاق الشرقيات المدارية العلوية يعرف بالتيار النفاث الشرقى، الذى يظهر عندما تتحرك منطقة التسخين الشديد الاستوائية (منطقة التلاقى بين المدارية ITCZ) إلى الشمال من خط الاستواء فى صيف نصف الكوكب الشمالى، حيث يكون عندها الهواء العلوى فوق إفريقيا الغربية وآسيا الموسمية أحر مما هو عليه فوق خليج غينيا والمحيط الهندى، وفى مثل تلك الظروف يلاحظ يار نفاث شرقى على ارتفاعات تقارب من ١٢ كيلو متراً وبشكل خاص فوق الهند الجنوبية.





(شكل رقم ٢٠٠-٥) آلية تشكيل التيار النفث

وقد أصبح لهذه التيارات الهوائية العلوية أهمية خاصة في الدراسات المناخية بصفتها عاملاً هاماً يؤثر في دورة الهواء العامة، كما أنها تعين على تفهم أسباب كثير من الظواهر الجوية كتكوين الانخفاضات الجوية في العروض الوسطى وهبوب الرياح الموسمية وغير ذلك من الظواهر.

### مراكز الحركة في الهواء

تتمثل مراكز الحركة في الهواء في الكتل الهوائية Air-masses والانخفاضات الجوية أو الأعاصير Depressions or Cyclones والارتفاعات الجوية Anti-Cyclones إذ أن وجود هذه المناطق في الجو يعنى اختلاف الضغط الجوى وتحرك الهواء من مناطق الارتفاعات الجوية نحو مناطق الانخفاضات الجوية وحدث التغيرات الجوية الأخرى المترتبة على ذلك. وفيما يلي دراسة تفصيلية لمراكز الحركة في الهواء وتأثيراتها على المناخ.

### الكتل الهوائية

دلت دراسات توزيع العناصر الجوية على مساحات متسعة من سطح الأرض على إمكان وجود أحجام كبيرة من الهواء في منطقة التروبوسفير تعرف بالكتل الهوائية تتشابه خصائصها الطبيعية في مستوياتها أو قطاعاتها الأفقية إلى حد كبير لا سيما من نواحي الحرارة والرطوبة وكمية السحب ونوعها ومدى الرؤية. ويزداد هذا التشابه ويكون أكثر وضوحاً كلما بعدنا عن سطح الأرض وتأثيراته.

وتنشأ الكتل الهوائية بعد أن يستقر الهواء فوق مساحة متسعة من سطح متجانس أى من ماء فقط أو من يابس فقط لفترة من الوقت تخلو من حدوث أية تقلبات جوية. وتتوفر هذه الظروف عادة في مناطق الضغط المرتفع المداري المعروفة بعروض الخيل وكذلك فوق السهول المتسعة

التي يتركز فوقها ضغط مرتفع في فصل البرودة. ومن أمثلتها سهول كندا وسيبيريا في فصل الشتاء وكذلك الجهات القطبية التي يغطيها الجليد طول العام.

وتنقسم الكتل الهوائية حسب العروض التي تنشأ بها وحسب طبيعة السطح الذي تتكون فوقه - يابساً كان أو ماء - إلى الأقسام الآتية (شكل: ٢١-٥) :

(أ) كتل تنشأ أو تكون فوق مناطق الجليد الدائم (A) كالمناطق المتجمدة حول القطبين والجهات المجاورة لها والتي يكسوها الجليد بصفة دائمة مثل جرينلاند والجزر والمياه المجاورة لها. وتتميز هذه الكتل بشدة برودتها وبقلة بخار الماء فيها وبأن تحركها يكون عادة نحو الغرب.

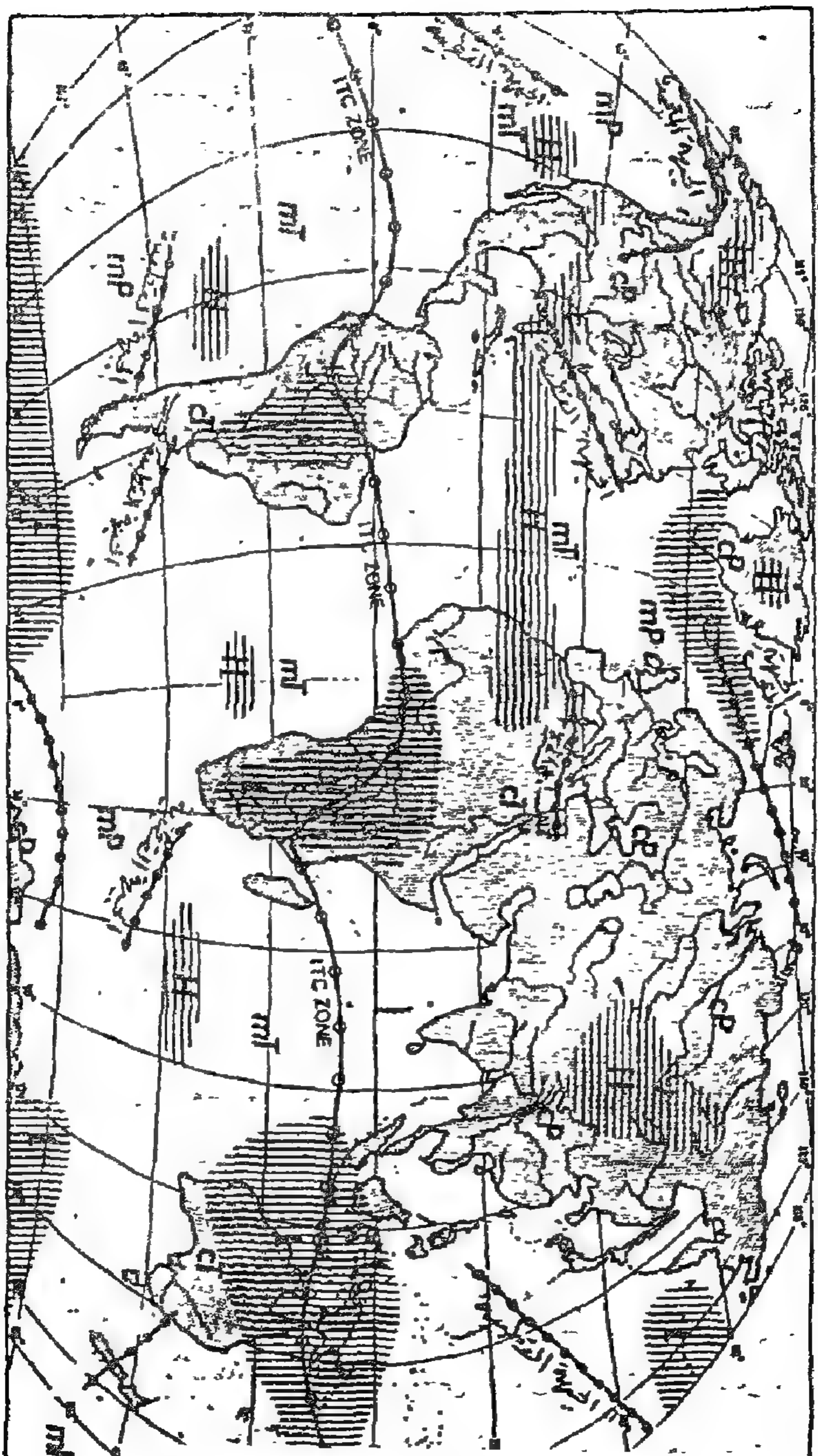
(ب) كتل هوائية قطبية قارية (cP) وتتكون في العروض العليا القريبة من القطبين أثناء الفصل البارد من السنة وحيثما توجد مناطق من الضغط المرتفع. ومن أهم الجهات التي تنشأ فوقها هذه الكتل سهول كندا وسيبيريا. ويمتاز هواء هذه الكتل ببرودته وجفافه النسبي. وتعد هذه الكتل أهم مصادر الهواء البارد في النصف الشمالي من كوكب الأرض في فصل الشتاء وخاصة تلك التي تتكون فوق سهوب سيبيريا وشمال شرق أوربا حيث تغزو هذه الكتل جهات شرق البحر المتوسط في فصل الشتاء وتؤدي إلى برودتها برودة شديدة. بل إن هواءها قد يصل جنوباً حتى الجهات الاستوائية.

(ج) كتل هوائية قطبية بحرية (mP) وهي أقل ظهوراً ووضوحاً من الكتل القطبية القارية السابقة وقد تنشأ فوق اليابس أولاً ثم تنتقل إلى المحيط. فالكتل القطبية البحرية التي تظهر فوق شمال المحيط الأطلسي هي في الأصل كتل قارية تكونت فوق سهوب كندا ثم تحركت نحو شمال الأطلسي. ويمتاز هواء هذه الكتل بأنه أقل برودة وأكثر رطوبة من هواء الكتل القطبية القارية.

(د) كتل هوائية مدارية وتتكون في مناطق الضغط المرتفع المداري المعروفة بعروض الخيل فوق اليابس والماء ولذا فهي تشمل نوعين هما: كتل هوائية مدارية قارية (cT) وتتكون في فصل الشتاء فوق صحاري شمال أفريقيا وشبه جزيرة العرب. وكتل هوائية مدارية بحرية (mT) وتتكون فوق المحيطات في مناطق الضغط المرتفع المداري. كما تتكون فوق مياه البحر المتوسط في فصل الصيف عندما يتكون فوقه ضغط مرتفع يتصل بالضغط المرتفع الأزوري وتحيطه مناطق ضغط منخفض تمتد فوق جنوب أوربا وشمال أفريقيا.

ويمتاز هواء الكتل المدارية بصفة عامة باعتداله أو دفئته وتزداد نسبة الرطوبة في هواء النوع البحري منها. ويرى البعض أن تقابل هذه الكتل مع الكتل الباردة في نطاق العروض الوسطى هو السبب الرئيسي في تكون الانخفاضات الجوية التي تتميز بها تلك العروض.

(هـ) الكتل الهوائية الاستوائية وأهم مصادرها الهواء المداري عندما يتحرك ويعبر خط الاستواء الحراري (هو الخط الذي يصل بين أعلى متوسطات للحرارة على خطوط الطول المختلفة وهو يقع في معظم أجزائه إلى الشمال من خط الاستواء الفلكي نظراً لاتساع اليابس في نصف الكوكب الشمالي وارتفاع نسبته). وبالتالي ترتفع درجة حرارته كثيراً ويتحمل بكميات



(شكل رقم ٢١ - ٥) الكتل الهوائية والجيومات في يناير وفبراير



كبيرة من بخار الماء عند مروره فوق المحيطات في الجهات الاستوائية. وتغزو هذه الكتل صيفاً جهات الهند ووسط أفريقيا والسودان والحبشة وهي مصدر الرياح الموسمية التي تهب على تلك الجهات صيفاً وتسقط كميات وفيرة من الأمطار.

وتتبدل الكتل الهوائية عند حدوث أي تغير في توزيع الضغط الجوي. وهي تنقل إلى المناطق التي تتحرك أو تستقر فوقها جميع خصائصها. خبر أن هذه الخصائص قد تتغير ببطء لا سيما في الطبقات السفلى منها إذا انتقلت الكتلة إلى مناطق تختلف عنها في صفاتها المناخية اختلافًا بديلاً. وقد يترتب على ذلك حدوث حركات رأسية واضطراب في هواء الكتلة وذلك إذا تحركت نحو سطح أدنى منها. ويتوقف هذه الاضطرابات على مقدار التباين بين حرارة الكتلة الهوائية وحرارة السطح الذي تتحرك أو تستقر فوقه. وعلى هذا الأساس النسبي يقسم العلماء الكتل الهوائية إلى نوعين هما: النوع الأول عبارة عن كتل هوائية دفيئة أو مستقرة Stable وهي تلك التي تتحرك أو تستقر فوق سطح تكون حرارته أقل من حرارتها وبالتالي تبرد الطبقات السفلى من هوائها ولا تحدث بها حركات رأسية. وتتميز هذه الكتل بطقس مستقر وقد يصاحبها تكون ضباب أو سحب طبقية أو سقوط بعض الأمطار على هيئة رذاذ أو مطر خفيف إذا توفرت الرطوبة في هوائها. ومن أمثلتها الكتل المدارية التي تتحرك نحو القطبين. والنوع الثاني هو عبارة عن كتل هوائية باردة أو غير مستقرة Unstable وهي الكتل التي تتحرك أو تستقر فوق سطح أدنى منها وعندئذ ترتفع حرارة الطبقات السفلى من هوائها وتنشأ بها تيارات رأسية تؤدي إلى حدوث اضطرابات جوية تتوقف شدتها على مدى التباين بين حرارة هواء الكتلة وحرارة السطح الذي تنساب فوقه. ويتميز هذا النوع من الكتل الهوائية بطقس غير مستقر يصحبه تكون السحب الركامية وحدث عواصف مطيرة تزيد شدتها بكون الفرق بين حرارة هواء الكتلة وحرارة السطح الذي تعلوه. وتحدث هذه العواصف بصفة خاصة إذا كان هواء الكتلة محملاً ببخار الماء. ومن أمثلة هذا النوع الكتل القطبية القارية التي تتحرك نحو المحيطات في الشتاء، وكذلك الكتل المدارية البحرية التي تتحرك نحو اليابس في فصل الصيف.

أما عن أثر الكتل الهوائية في أحوال الطقس والمناخ في جهات العالم المختلفة فيتوقف على نوع الكتل التي تؤثر في كل منها فبعض الجهات يتأثر مناخه بنوع واحد من الكتل الهوائية يسوده طول العام وتلك هي في الغالب المناطق التي تنشأ فيها الكتل الهوائية والتي أشرنا إليها من قبل. وبعضها يتأثر بأنواع من الكتل تتشابه في الفصل الواحد ولكنها تختلف من فصل إلى آخر. فالصين مثلاً تتأثر بالكتل القطبية الباردة في الشتاء وبالكتل المدارية البحرية التي تتكون فوق المحيط الهادي الشمالي في فصل الصيف. كذلك تتأثر الولايات المتحدة بكتل قطبية باردة في الشتاء وبكتل مدارية بحرية تتكون على المحيطين الأطلسي والهادي في الصيف.

ثم هناك جهات أخرى تتأثر بأنواع من الكتل تختلف في الفصل الواحد اختلافًا يجعل طقسها عرضة للتغير من وقت إلى آخر. ومثال ذلك جهات غرب أوربا ففي فصل الشتاء تتعرض هذه الجهات أحياناً للكتل المدارية القارية الدفيئة وأحياناً أخرى للكتل القطبية الباردة: القارية والبحرية. وفي فصل الصيف تتعرض لكتل هوائية حارة تتكون فوق وسط أوراسيا الحار كما تتعرض لكتل قطبية بحرية تلطف من شدة الحرارة.

## الارتفاعات الجوية

تعرف الارتفاعات الجوية أيضاً بمناطق أضداد الأعاصير Anti-Cyclones . وتنشأ الارتفاعات الجوية بسبب من الأسباب الآتية: هبوط الهواء من أعلى إلى أسفل وتضاغطه بسبب تحرك هواء الطبقات السفلى إلى مناطق أخرى كما يحدث في مناطق الضغط الجوي المرتفع المدارى عندما تتحرك الرياح التجارية نحو خط الاستواء والرياح الغربية نحو انخفاض الضغط الجوى عند الدائرة القطبية، وبالتالي يهبط الهواء في تلك المناطق من أعلى إلى أسفل ليحل محل الرياح التى تحركت ويتكون تبعاً لذلك ضغط مرتفع أو مناطق ضد إعصارية . وقد تنشأ الارتفاعات الجوية بسبب انخفاض درجة حرارة الهواء انخفاضاً شديداً يترتب عليه ارتفاع كثافته وانكماشه وارتفاع ضغطه ومثال ذلك الضغط "الجوية المرتفعة" التى تتكون فوق كتل اليابس فى فصل الشتاء، وفوق المحيطات فى فصل الصيف عندما ترتفع حرارة اليابس لدرجة أكبر من مياه المحيطات. وقد يساعد على برودة مياه المحيطات بالنسبة لليابس تأثيرها بالتيارات البحرية الباردة. كما يحدث مثلاً لمياه المحيط فى منطقة جزر أزور حيث يساعد على برودتها مياه تيار كناريا البارد.

وتنشأ الارتفاعات الجوية أيضاً بسبب انخفاض حرارة الهواء بسبب ملامسته لغطاءات الجليدية كما هى الحال فى مناطق الثلج الدائم وبالتالي يزيد ضغطه وتتكون مناطق ضد إعصارية فوق هذه الغطاءات. وقد تكون هذه الغطاءات دائمة أو تتكون فى الفصل البارد من السنة فقط. وقد يرجع سبب نشأة الارتفاعات الجوية إلى تتابع انخفاضات جوية وعندئذ تفصلها مناطق من الضغط المرتفع وقد تكون مساحة هذه المناطق صغيرة وقد تكون كبيرة وذلك تبعاً لسرعة تحرك الانخفاضات.

ويتميز الضغط الجوى فى مراكز الارتفاعات الجوية بارتفاعه فيصل غالباً إلى ١٠٣٥ ملليبار وقد يرتفع عن ذلك فيصل إلى ١٠٤٠ ملليبار. وهو ينخفض تدريجياً من المركز نحو الخارج ولكن ليس من الضروري أن يكون هذا التدرج منتظماً حيث تشاهد كثيراً خطوط الضغط الجوى المتساوى على خرائط الطقس ممتدة على شكل أقواس غير منتظمة. وتدور الرياح حول مراكز الارتفاعات الجوية بحيث يكون الضغط المرتفع على يمينها فى النصف الشمالى لكوكب الأرض والعكس فى النصف الجنوبي طبقاً لقاعدة بالوت. ولذا يكون دورانها فى النصف الشمالى لكوكب الأرض مع عقرب الساعة والعكس فى النصف الجنوبي.

وحديثاً بالذكر أن انحدار الضغط فى مناطق الارتفاعات الجوية أو أضداد الأعاصير يكون فى الغالب بطيئاً. ولهذا تكون سرعة الرياح التى تدور حواها بطيئة هى الأخرى أو متوسطة. أما أحوال الطقس التى تصحب الارتفاعات الجوية فتكون غالباً معتدلة وكذلك تكون السماء صحو. وإن وجدت سحب فهى من الأنواع المنخفضة القليلة الكثافة التى سرعان ما تتبدد بعد ظهورها. ولا تصحب الارتفاعات الجوية أمطار إلا نادراً وتكون على شكل رخات بسيطة وقد تصبح أيضاً رخات ثلجية فى الشتاء فى العروض الباردة. ولا تكاد تنتهى هذه الرخات سواء كانت مطراً أو ثلجاً حتى يصحو الجو وترتفع درجة الحرارة أو تنخفض تبعاً لموقع الارتفاع الجوى ووقت تكوينه.



وبلاحظ في الارتفاعات التي تفصل بين انخفاضات جوية أن الأجزاء الشرقية منها تتأثر بالجبهة الباردة للانخفاض الجوي المتقدم بينما تتأثر أجزاؤها الغربية بالجبهة الدافئة من الانخفاض الجوي المتأخر. أما الارتفاعات الجوية التي تتكون دون أن تفصل بين انخفاضات فيلاحظ أن الهواء في نصفها الشرقي يكون عادة أبرد من الهواء في نصفها الغربي وذلك لأن الهواء في نصفها الشرقي يتحرك نحو عرض أدنى أما في النصف الغربي فيتحرك نحو عرض أقل حرارة منه.

أما عن مسالك الارتفاعات الجوية أو خطوط سيرها فهي غير ثابتة شأن الانخفاضات الجوية أيضاً، لكن إتجاهها بصفة عامة يكلن من الغرب إلى الشرق. ويرتبط إتجاه وسرعة الارتفاعات التي يقع بين انخفاضات جوية بإتجاه وسرعة تلك الانخفاضات.

### الانخفاضات الجوية

ترجع تسمية الانخفاضات الجوية أو الأعاصير Cyclones إلى عالم المناخ Piddington فهو أول من أطلق عليها هذا الاسم وهو مأخوذ من الكلمة اليونانية Kuklos ومعناها الدائرة وذلك لدوران الرياح حول مركزها في شبه دائرة مع ميل دائم نحو المركز. ويشهد هذا الميل كلما قربت من مركز الأعصار. ولقد تقدمت دراسة الانخفاضات الجوية كثيراً في السنوات الأخيرة منذ أن بدأها Brendes في أواخر القرن ١٨ وأوائل القرن ١٩ مستخدماً لذلك خرائط الطقس ومحارلاً استخلاص بعض النتائج من فحصها ومقارنتها بعضها بعض. فقد استخلص هذا الباحث بالفعل بعض النتائج التي لازالت لها أهميتها في دراسة الانخفاضات الجوية وخصائصها حتى الآن. ومن هذه النتائج: أن الرياح تدور حول مركز الإعصار أو الانخفاض الجوي مع ميل نحو المركز ويحدد إتجاهها امتداد خطوط الضغط الجوي المتساوي. وأن الأعاصير تتحرك بوجه عام من الغرب إلى الشرق. كما أن تغيرات الطقس تتحكم فيها وتوجهها التغيرات التي تطرأ على نظم الضغط الجوي واتجاهات الرياح حولها.

وتتكون الانخفاضات الجوية في العروض المدارية والعروض المعتدلة على السواء، وهي وإن اختلفت في خصائصها في كل من تلك العروض إلا أنها تتشابه في كونها مناطق ضغط منخفض تدور حولها الرياح في حركة ضد عقرب الساعة في النصف الشمالي ومع عقرب الساعة في النصف الجنوبي لكوكب الأرض. وتتوقف سرعة دوران الرياح حولها على درجة اتحدار الضغط الجوي أو ميله نحو المركز.

وتنشأ للضغط الجوي المنخفضة عادة على سطح الأرض نتيجة لسببين: أولهما، ارتفاع حرارة الهواء بسبب ملامسته لسطح الأرض الساخن وتمدده ونقص كثافته وحدثت تيارات هوائية صاعدة. ومثال ذلك منطقة الضغط المنخفض الاستوائي. ويساعد على انخفاض الضغط الجوي في هذه المنطقة كثرة التبخر وارتفاع نسبة الرطوبة في الهواء كما ذكرنا، أما السبب الثاني لتكون الضغوط المنخفضة على سطح الأرض فهو سبب ديناميكي يتلخص في تقابل كتل هوائية غير متجانسة. فإذا تقابل هواء بارد مع هواء دافئ حاول الهواء البارد - نظراً لارتفاع كثافته واندماجه - أن ينسفع أسفل الهواء الدافئ بينما يحاول هذا الأخير - بسبب قلة كثافته



وميله إلى الانتشار - أن يرتفع إلى أعلى، وهكذا يستمر الهواء البارد يندفع في موجات أسفل الهواء الدافئ بينما يصعد هذا الأخير إلى أعلى باستمرار وعندئذ ينخفض الضغط في منطقة تلاقي الكتلتين الهوائيتين. وتحدث هذه الصورة على نطاق واسع عند تقابل الرياح الغربية الدفيلة نسبياً بالرياح القطبية الباردة حوالى دائرتى عرض ٦٠° شمالاً وجنوباً أى في منطقة الضغط المنخفض قرب الدائرتين القطبيتين.

والواقع أن تقابل الهواء البارد مع الهواء الدافئ يحدث في صور متعددة كما أنه قد يكون على نطاق واسع أو على نطاق ضيق كما هي الحال عندما تكون الانخفاضات الجوية أو الأعاصير سواء في العروض المعتدلة أو المدارية. فقد يتقابل الهواء البارد والدافئ وعندئذ يندفع الهواء البارد إلى أسفل ويصعد الهواء الدافئ إلى أعلى ويسمى السطح الفاصل بينهما بالجبهة Front. ويرتقب على صعود الهواء الدافئ برودته وتكاثف بخار الماء فيه وتكون السحب وسقوط الأمطار. وقد تتابع هجمات الهواء البارد وعندئذ تحدث سلسلة من الاضطرابات الجوية والجبهات. وفي هذين المثالين توصف هذه الجبهة بأنها باردة Cold Front نظراً لأن الرياح التى تدفعها وتؤثر فيها هي الرياح الباردة. كذلك قد يحدث أن تتحرك موجات من الهواء الدافئ نحو الهواء البارد وتصعد أعلاه وعندئذ يعرف السطح الفاصل بين الهواءين بالجبهة الدفيلة Warm Front. وقد يحدث أيضاً أن تتعاقب هذه الموجات من كلا الجانبين أى من الهواء البارد والهواء الدافئ. وعندئذ تتكون جبهة مموجة (شكل: ٢٢-٥ب) يسود الهواء البارد أجزاء منها ويسود الهواء الدافئ أجزاء أخرى ويشد تعرج هذه الجبهة تدريجياً كما تتعاقب الاضطرابات الجوية حولها.

وببدأ تكون الانخفاضات الجوية أو الأعاصير بتلاقى الهواءين البارد والدافئ وتكون سطح الجبهات على النحو السابق ثم يمر بعد ذلك بعدة مراحل تنتهى باكتمال تكون الانخفاض. وهناك شرطان أساسيان لبدء تكون الانخفاض الجوي: أولهما، أن يكون هناك اختلاف واضح بين حرارة الكتلتين الهوائيتين المتقابلتين. والثاني، أن يكون تلاقى الكتلتين في اتجاه خط الجبهة بمعنى أن يكون اتجاه تحركهما متضاداً، ولا يكفي لتكون الانخفاض توفر أحد هذين الشرطين دون الآخر. والدليل على ذلك أن الرياح التجارية في نصفى كوكب الأرض تتقابل في شبه جبهة ولكن لا تتكون انخفاضات إلا إذا حدث لسبب ما أن اختلفت حرارتهما اختلافاً واضحاً. كما أن حرارة الهواء فوق اليابس في الجهات الساحلية تختلف عن حرارة الهواء فوق المياه المجاورة لها طول السنة ومع ذلك لا تنشأ انخفاضات جوية وإن وجد استعداد لنشأة هذه الانخفاضات إذا ما تحرك الهواء فوق اليابس والماء في اتجاهين متضادين. وينشأ عن تقابل الكتلتين الهوائيتين المختلفتين سطح تماس أو انفصال بينهما يعرف - كما أسلفنا - بالجبهة (أو سطح الجبهات) ويكون هذا السطح مائلاً على المستوى الأفقى بزاوية تكبر كلما بعدنا عن خط الاستواء بسبب زيادة قوة كوريوليس السابق ذكرها وزيادة أثرها على انحراف الرياح كلما اتجهنا نحو القطبين كما ذكرنا.

ويتعرج هذا السطح أو يتموج بسبب إندفاع الهواء الدافئ إلى أعلا الهواء البارد على شكل

موجات تنمو وتتقدم فوق سطح الجبهات تحت تأثير ثلاث قوى هي: أ- اختلاف الكثافة بين الهواء الدافئ والبارد. ب- اصطدام الهواءين على امتداد سطح الانفصال المائل. ج- قوة كوريوليس الناشئة عن دوران الأرض والتي تختلف شدتها تبعاً لدائرة العرض وسرعة الهواء. وما أن ساء تلك التموجات حتى تأخذ في التطور، ويبدأ المنخفض الجوي بالتميز من خلال ظهور قيمة مركزية ذات ضغط منخفض (هواء دافئ) يندفع حولها الهواء البارد محاولاً اقتحامها (شكل: ٢٢-٥ ج). ويزداد اتساع الموجات وتعمقها بترغلها فوق سطح الانفصال ويأخذ الهواء بالتحرك حول المركز في محاولة لبلوغه، بحيث يميل الهواء البارد الشرقي والشمالي الشرقي للالتفات من مقدمة المنخفض في حركة دورانية إلى مؤخرة المنخفض ليندس كإسفين تحت الهواء الدافئ الغربي والجنوبي الغربي، مما يؤدي ذلك إلى تشكل جبهتي المنخفض الباردة في الخلف، والحارة في المقدمة، وبينهما يتواجد قطاع من الهواء الدافئ، وتكون الموجة في هذه الحالة في أقصى مراحل فعاليتها (شكل: ٢٢-٥ د) فيما يعرف بمرحلة التضج. لتأخذ الموجة بالاستمرار في اتساعها مع تدن في طولها نتيجة لمحاولة الهواء البارد الخلفي (خلف الجبهة الباردة) في خنق القطاع الحار، لكون سرعة تقدم الجبهة الباردة أكبر من سرعة الجبهة الحارة بحوالي ٨ كيلومتر/ ساعة، مما يترتب على ذلك حدوث تضيق في قطاع الهواء الحار، لتتلاقى الهواء البارد الأمامي (أمام الجبهة الحارة) مع الهواء البارد الخلفي، وبدء اندماج الجبهتين مع بعض في جبهة واحدة تعرف بالـ Occlusion (شكل: ٢٢-٥ هـ)، ليرتفع عندها الهواء الحار نهائياً من على السطح، ولتطغى عندها كتلة هوائية واحدة هي الكتلة الباردة، وليتحول المنخفض الموجي إلى دوامة (شكل: ٢٢-٥ و)، في مرحلة تطوره النهائية المعروفة بمرحلة التلاشي أو الانتهاء.

وكثيراً ما تتجدد المنخفضات الجبهية بعد امتلائها بفعل وجود تباين ما بين قطاعي الهواء البارد الأمامي والخلفي. فإذا ما كان أحدهما أبرد من الآخر تجددت فعالية المنخفض، أما إذا ما تماثلت درجة الحرارة فيهما فسيستمر عندها المنخفض في الاتجاه نحو الامتلاء والتلاشي. وهناك نوعان من الامتلاء هما:

(أ) الامتلاء الدافئ Warm Occlusion ويحدث إذا كان الهواء البارد في مقدمة الانخفاض أشد برودة من الهواء البارد في المؤخرة.

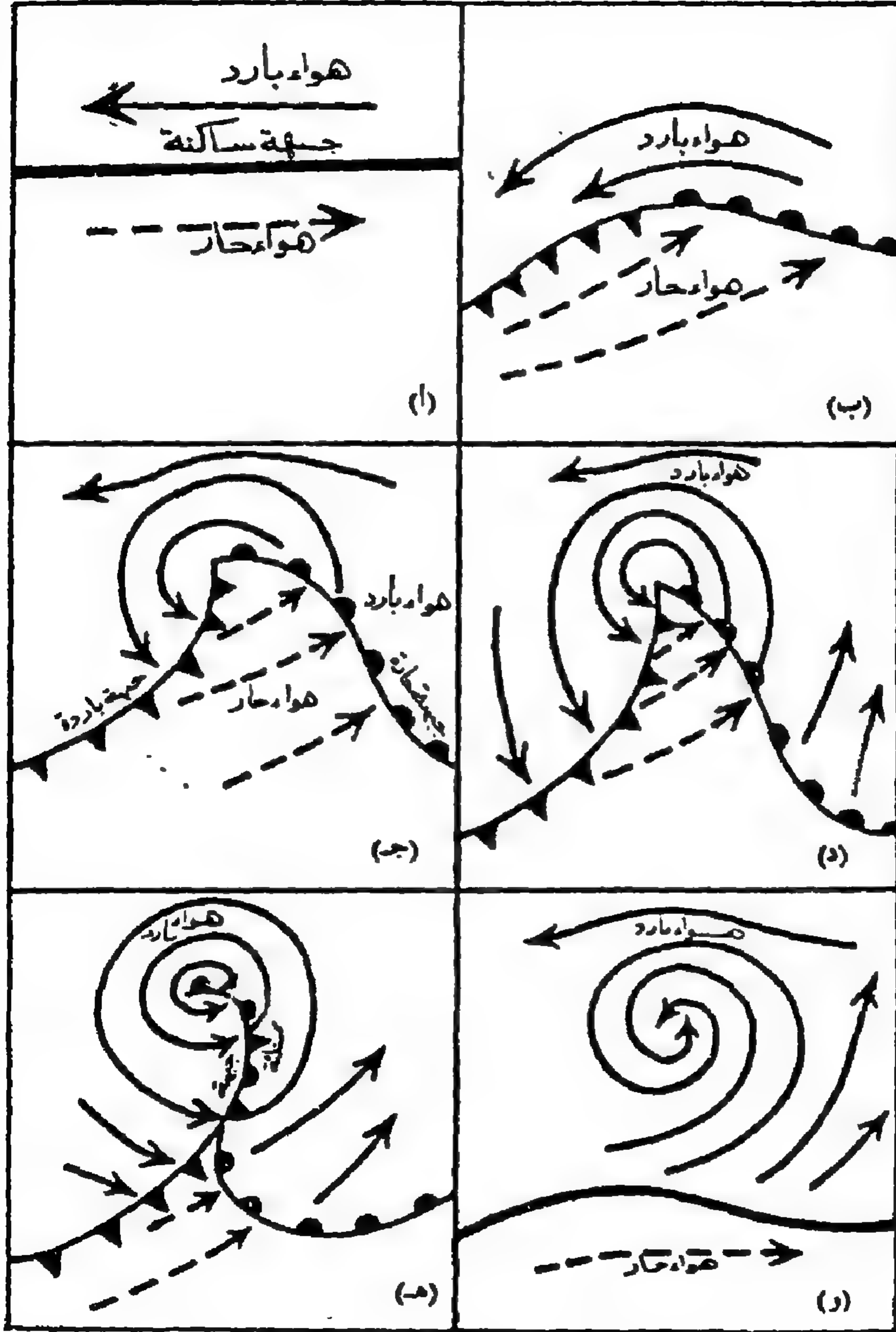
(ب) الامتلاء البارد Cold Occlusion ويحدث إذا كان الهواء البارد في مقدمة الانخفاض أقل برودة من الهواء البارد في المؤخرة.

ونتيجة لهذا الاختلاف قد يرتفع أحد الهوائين فوق الآخر:

ويتألف المنخفض الجوي الذي بلغ مرحلة التضج من عدة أجزاء (شكل: ٢٣-٥) هي:

١- قطاع من الهواء البارد المتجانس في المقدمة، الذي يكون في حالة استقرار وطقس صحراوي يرافقه.

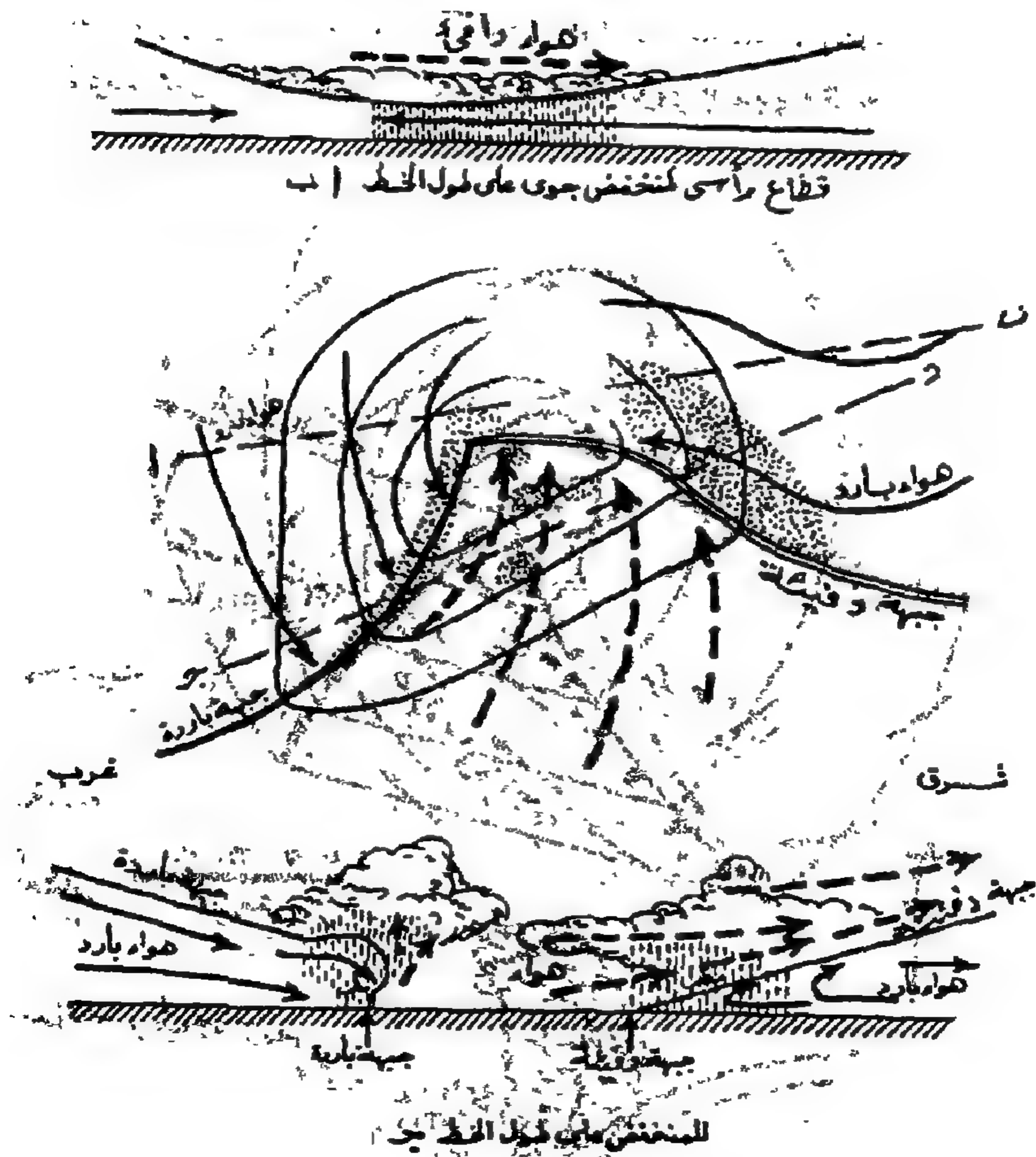
٢- جبهة حارة تشغل المنطقة الواقعة بين القطاع البارد في المقدمة والقطاع الهوائي الحار خلفها، وتمثل منطقة اضطراب جوي متوسط الفعالية.



(شكل رقم ٢٢-٥) مراحل تطور المنخفض الجوي



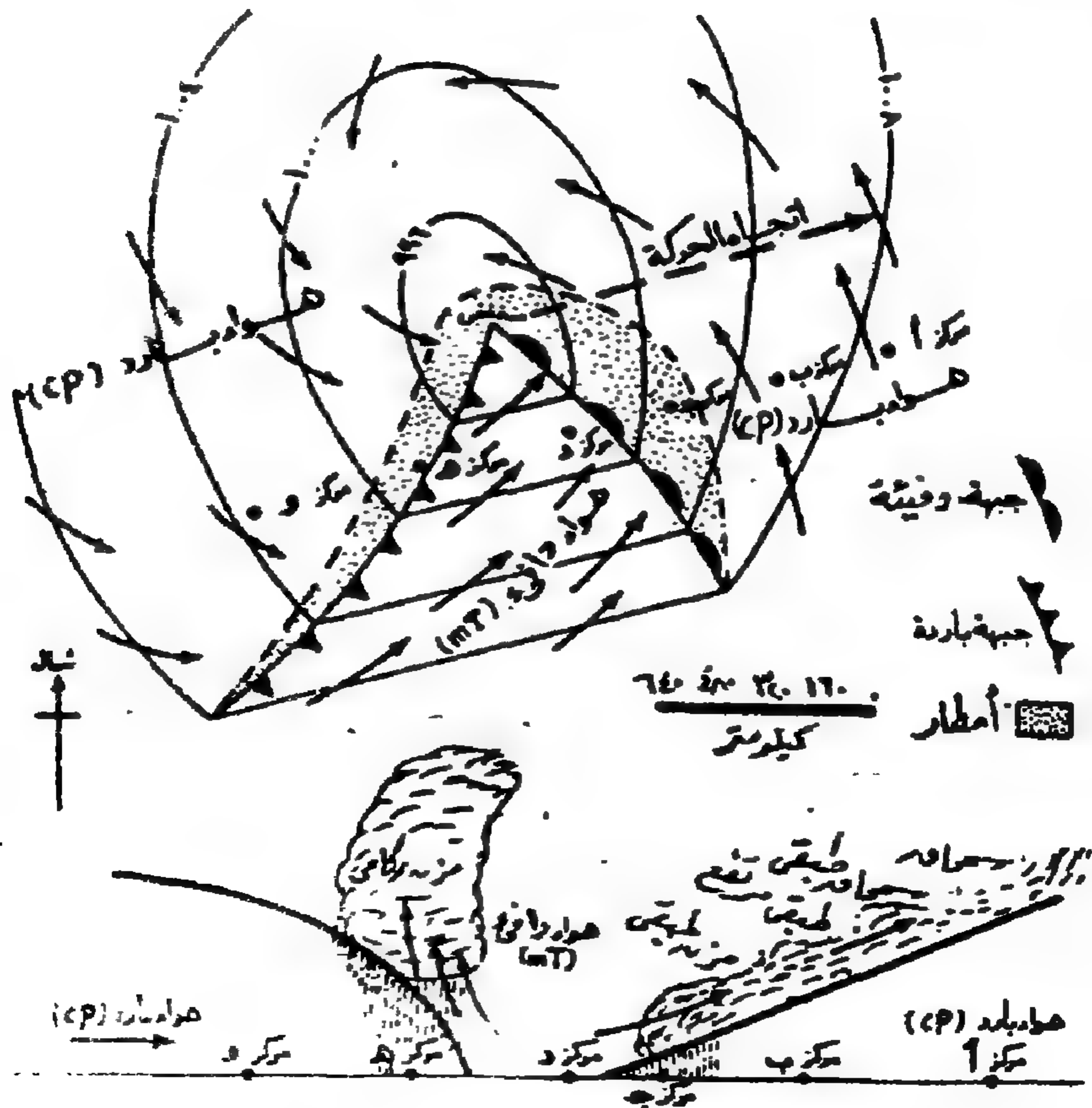
- ٣- قطاع من الهواء الحار في الوسط بين الجبهتين الحارة والباردة يتصرف باستقراره، الذي يدل عليه تشكل السحب الطبقة ذات المطر الهادي المستمر.
- ٤- جبهة باردة تلي القطاع الحار، وهي من أكثر أجزاء المنخفض اضطراباً.
- ٥- قطاع من الهواء البارد في المؤخرة الذي يتصرف بعدم استقراره نسبياً مع جبهته نحو الاستقرار كلما ازدادت الجبهة الباردة ابتعاداً عن المنطقة التي مرت فوقها.



(شكل رقم ٢٢ - ٥) منخفض جوي ناضج وقطاعاته

يصحب مرور كل من هذه القطاعات الخمسة ظواهر جوية معينة نلّاولها فيما يلي بإيجاز:

- (أ) يسود الطقس، عند مرور قطاع الهواء البارد في مقدمة الانخفاض، حالة استقرار وذلك لتجانس الهواء وبرودته وارتفاع ضغطه وعدم وجود حركات رأسية فيه.
- (ب) قبيل وصول الجبهة الدافئة مباشرة يهبط البارومتر (ينخفض الضغط) وتأخذ درجة الحرارة في الارتفاع ويتغير اتجاه الرياح وتظهر في الأفق الغربي سحب مرتفعة من النوع المعروف بالسحاق Cirrus التي تتجمع تدريجياً ويزداد سمكها فتتحول إلى النوع المعروف بالسحاق الطبقي Cirro-Stratus، وتزداد كثافة هذه السحب تدريجياً ويقل ارتفاعها وتتحول إلى النوع المعروف باسم السحاب الطبقي المتوسط الارتفاع Alto-stratus ثم تستمر كثافتها في الزيادة كما يزداد قربها من سطح الأرض لدرجة تحجب معها ضوء الشمس أو انقصر وتصبح في هذه الحالة نوعاً آخر يعرف باسم العزن الطبقي Nimbo-Stratus وعندها تبدأ رخات من المطر في السقوط وصرعان ما تشتد هذه الرخات عند مرور الجبهة الدافئة من الانخفاض (شكل: ٢٤-٥).



(شكل رقم ٢٤-٥) مظاهر الطقس المصاحبة له في خضم جبهة باردة.

(ج) بعد مرور الجبهة الدافئة يمر القطاع الدافئ Warm Sector وعند مروره يكون الجو صحواً إلا من بعض سحب الركام Cumulus المبعثرة وقد تسقط بعض رخات خفيفة من المطر بسبب ارتفاع الهواء الدافئ في قلب المنخفض إلى أعلى. ولكن يكون الجو حسناً بصفة عامة. كما ترتفع درجة الحرارة. ويستمر الحال على هذا النحو يوماً أو أكثر حسب سرعة المنخفض ثم تأتي عقب ذلك الجبهة الباردة.

(د) يصحب مرور الجبهة الباردة انخفاض في حرارة الهواء وتكون سحب تبدأ بدوغي السحاق والسحاق الركامي ثم تتكون سحب كثيفة من المزن الركامي Cumulo-nimbus وتسقط أمطار غزيرة تصحبها في كثير من الأحيان عواصف برق ورعد، ويلاحظ أن أمطار الجبهة الدافئة تكون أغزر من أمطار الجبهة الباردة. وسبب ذلك هو أن هواء الجبهة الدافئة يتجه نحو القطب عادة أي أنه يبرد في حين أن هواء الجبهة الباردة يتجه نحو خط الاستواء أي أنه يدفأ نسبياً. كذلك تشتد الرياح وتزداد سرعتها. وقد تهب رياح شديدة البرودة تنخفض بسببها درجة الحرارة إلى حد كبير.

(هـ) بعد مرور الجبهة الباردة يتحسن الجو نسبياً ولكن تستمر درجة الحرارة منخفضة بعض الوقت ثم ترتفع تدريجياً. وقد تسقط بعض الأمطار وتظهر سحب الركام. ويكون السبب في سقوط هذه الأمطار هو حدوث جبهاً ثانوية باردة تنشأ نتيجة لاندفاع الرياح الباردة في مؤخرة الانخفاض في شكل دوامات متتابعة من الهواء البارد. ولكن الجو يتحسن بالتدريج كلما بعد مركز الانخفاض حتى يعود صحواً وترتفع الحرارة إلى ما كانت عليه قبل مرور الانخفاض ويلاحظ أن الظروف الجوية التي تصاحب الانخفاضات تختلف من انخفاض. إلى آخر حر ولو تشابه توزيع وميل الضغط فيهما. ومن أسباب ذلك اختلاف مواقع الانخفاضات والفصل الذي تمر فيه ثم نوع الطقس السابق لمرور الانخفاض لما له من أثر في أحوال الطقس عند مروره. بل إنه لتحديد الظروف الجوية التي تصاحب أي انخفاض يستعان أيضاً بأرصاد الطبقات العليا من الجو خاصة فيما يتصل بتنبؤات المطر، فمثلاً إذا كانت درجة حرارة الهواء في الطبقات العليا منخفضة دل ذلك على أن مرور الجبهة الباردة سيصحب سقوط أمطار غزيرة. والعكس يحدث إذا كانت درجة حرارة الهواء في الطبقات العليا منخفضة قليلاً أو بها انقلاب حراري.

هذا وقد يحدث أحياناً أن تتابع الانخفاضات الجوية أو تتصل معاً مكونة مجموعة واحدة من أربع أو خمس انخفاضات يستغرق مرورها ما بين ستة وسبعة أيام. وعند مرورها يستمر الضغط منخفضاً إلى أن يمر الانخفاض الأخير منها وعندئذ يهب الهواء البارد في مؤخرتها.

وتظهر الانخفاضات الجوية وتوزع في العروض المعتدلة من نصفى كوكب الأرض بين دائرتي عرض ٣٥°، ٦٥° حيث يسود هبوب الرياح الغربية ويكثر تقابل الكتل الهوائية المدارية والقطبية. وتنشط الانخفاضات في بعض فصول السنة فهي تكثر في غرب أوروبا مثلاً في الشتاء والخريف. أما في حوض البحر المتوسط فتكثر في الشتاء والربيع.



وتختلف الانخفاضات الجوية من حيث مساحتها أو بعبارة أخرى اتساع المنطقة التي تمتد فوقها وذلك حسب ظروف نشأتها وتضاريس السطح الذي تتحرك فوقه غير أن مساحتها تتراوح عموماً بين ٥٠ ألف كيلو متراً مربعاً وحتى أكثر من مليون كيلو متراً مربعاً، بقطر متوسط يتراوح بين ٢٠٠ - ١٥٠٠ كيلو متراً. أما سمك هواء الانخفاض فصغير بالنسبة لمساحته فيصل سمكه إلى نحو ٩-١٢ كيلو متراً.

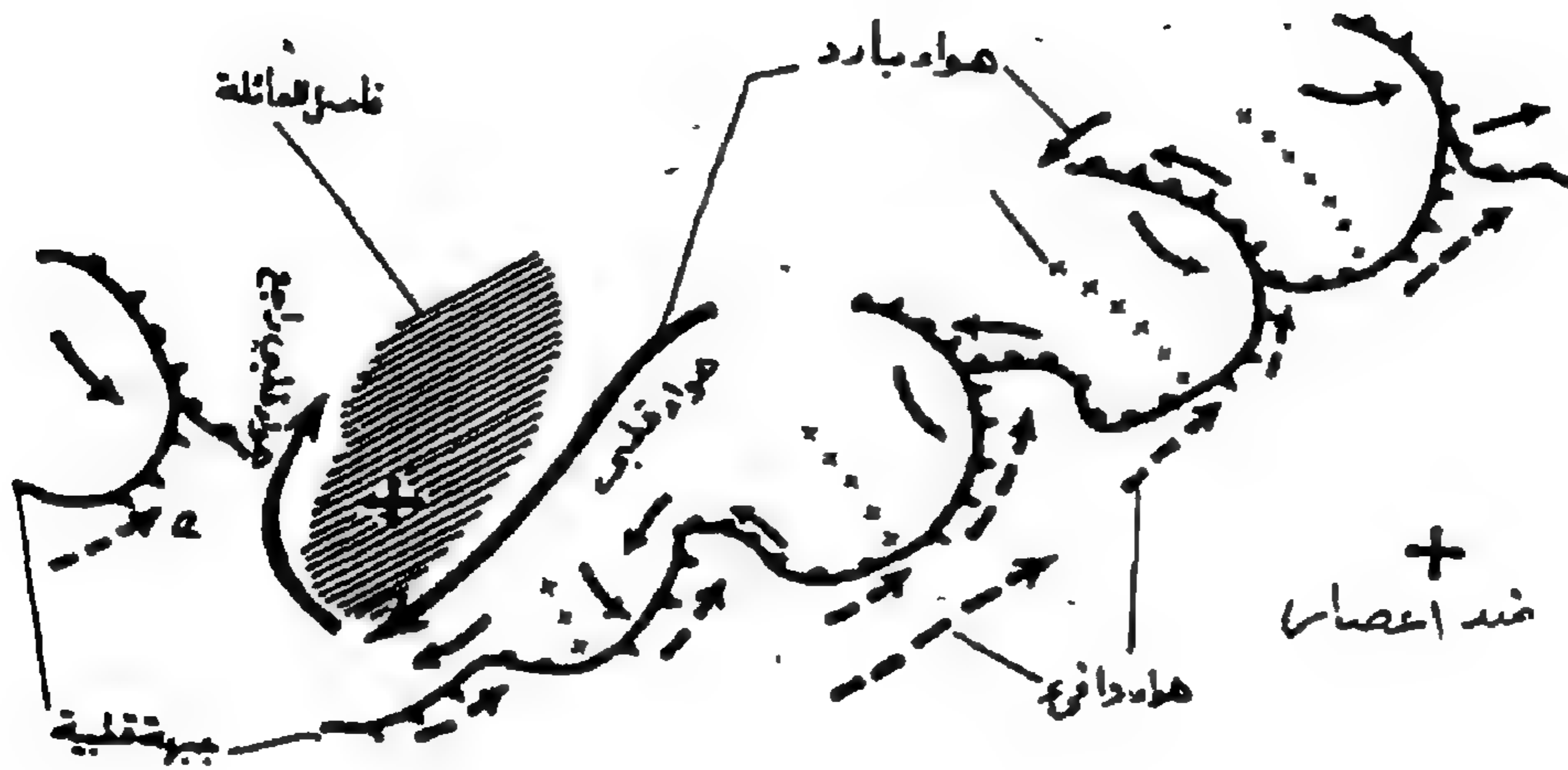
وجدير بالذكر أن أثر الانخفاضات في الطقس لا يقتصر على حدود المنطقة التي تغطيها ولكنه يمتد إلى خارجها ويتوقف المدى الذي يصل إليه تأثيرها على مقدار عمقها وعلى درجة انحدارها. وفي هاتين الناحيتين تختلف الانخفاضات الجوية أيضاً فبعضها يكون شديد العمق بمعنى أن الفرق بين مقدار الضغط في مركز المنخفض ومحيطه يكون كبيراً وبعضها الآخر يكون ضحلاً قليل العمق إذا كان هذا الفرق صغيراً. وبعضها يكون شديد الانحدار إذا كان معدل انخفاض الضغط نحو مركز الانخفاض كبيراً وبعضها يكون قليل الانحدار إذا كان هذا المعدل منخفضاً. وتتوقف سرعة الرياح التي تدور حول مركز الانخفاض على مقدار عمقه ودرجة انحداره كما أنها تتأثر بعوامل أخرى منها سرعة دوران الأرض واختلاف هذه السرعة بين دائرة عرض وأخرى. وكذلك كثافة الهواء نفسه كما ذكرنا.

وتتحرك الانخفاضات الجوية في مسالك قليلاً ما تكون مستقيمة فهي دائماً عبارة عن خطوط منحنية تصل بين مراكز الانخفاض في أوضاعه المتتالية. وقد أمكن بالاستعانة بخرائط الطقس تحديد الاتجاهات العامة أو خطوط السير الغالبة للانخفاضات في مختلف الجهات. ولوحظ أن انخفاضات العروض الوسطى تتحرك في اتجاه عام من الغرب إلى الشرق مع ميل نحو القطبين خاصة عندما تصل في حركتها إلى اليابس. كما لوحظ أن هذه المسالك تنتقل مع تحرك مناطق الضغط العامة نحو الشمال والجنوب تبعاً لحركة الشمس الظاهرية. وكذلك لوحظ أن تحرك الانخفاضات يكون فوق مياه البحار والمحيطات أكثر من تحركها فوق كتل اليابس. ويستعان في التنبؤ بخط سير الانخفاض بدراسة العوامل التي تتحكم في اتجاهه. ومثال ذلك ميل الضغط في الاتجاهات المختلفة من الانخفاض وكذلك سرعة انخفاضه في محطات الأرصاد الواقعة عند أطرافه، ومعروف أن الانخفاضات تتحرك نحو المناطق التي ينحدر فيها الضغط انحداراً أشد غير أن أهمية هذا النوع من الخرائط لهذا الغرض بالذات محدودة نظراً لاختلافها بين وقت وآخر اختلافاً بيناً.

أما عن سرعة تحرك الانخفاضات الجوية فهي أيضاً غير محددة كما أنها غير ثابتة فقد تستقر بعض الانخفاضات في مكان واحد عدة أيام بسبب ظروف جوية معينة. غير أن هناك ملاحظات عامة يمكن ذكرها ومنها مثلاً أن سرعة تحرك الانخفاضات في الشتاء أكبر منها في الصيف. كما أن الانخفاضات العميقة تتحرك بسرعة أكبر من الانخفاضات الضحلة. كذلك قد تتغير سرعة المنخفض الواحد بتغير الظروف المؤثرة عليه. وتتراوح معدل سرعة الانخفاضات الجوية في العروض الوسطى بصفة عامة بين ٥٠ كيلو متراً في ساعة في فصل الشتاء، وبين ٢٠ أو ٣٠ كيلو متراً في الساعة؛ وتقل سرعتها قرب امتلائها. والحديث عن حركة الانخفاضات

الجوية لا يطورى ضمناً على حركة مادية فعلية، وإنما يتضمن حركة انسيابية اضطرابية في الهواء، كما تكون حركة الأمواج في البحار والمحيطات.

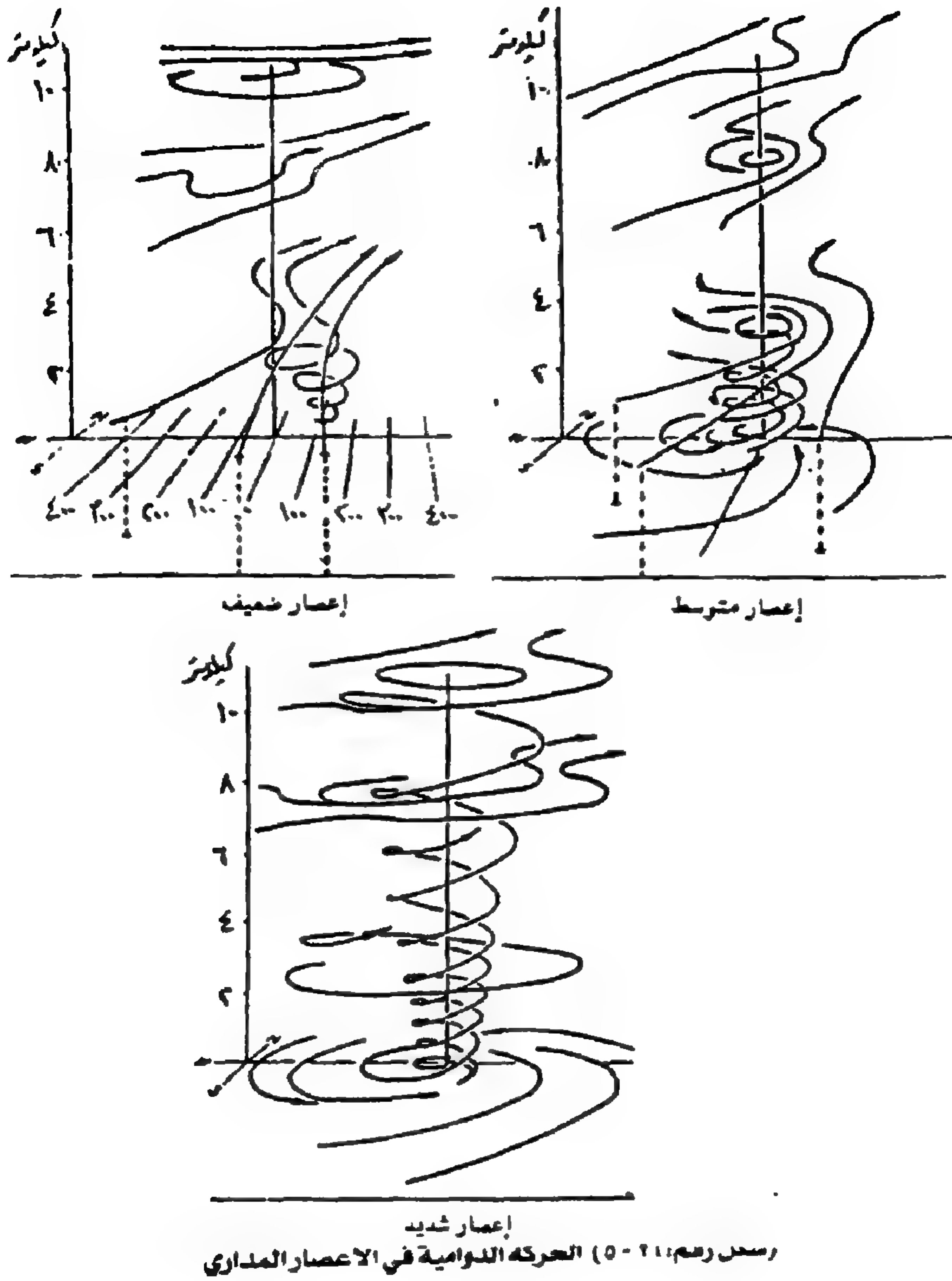
ويغلب على الانخفاضات الجوية أن تتحرك في شكل مجموعات (عائلات) تتألف كل مجموعة من ثلاثة أو أربعة منخفضات، تختلف في مراحل تطورها، إذ يكون المنخفض الذي في المقدمة (الواقع في الناحية الشرقية) أكثر تطوراً من المنخفض الواقع في المؤخرة (شكل: ٥-٢٥). وفي هذه الحالة سيبقى الجو مضطرباً (غائماً وممطراً) لفترة عدة أيام متواصلة مادامت عائلة المنخفضات الجوية مهيمنة، وسيعقب مرور آخر منخفض فيها رياحاً باردة شديدة السرعة.



(شكل رقم ٥-٢٥) عائلة من المنخفضات الجوية على طول الجبهة القطبية

### الأعاصير (الزوابع) المدارية

الزوابع المدارية Tropical Cyclones هي عبارة عن انخفاضات محلية في الضغط الجوي تمتاز بعمقها وشدة انحدارها حيث ينخفض فيها الضغط الجوي انخفاضاً كبيراً يصل في بعض الأحيان إلى ما دون ٩٠٠ مليبار مما يجعل الفاعلية الجوية كبيرة جداً، وهذا ما ينجم عنه حركة هوائية دورانية شديدة حول مركز الانخفاض قد تصل سرعتها أحياناً إلى ١٥٠ كيلو متراً في الساعة (شكل: ٥-٢٦) بينما يكون الهواء في مركزها ساكناً تقريباً كما يكون الجو صحواً. ويتراوح قطر الأعصار المداري بين ١٥٠-٨٠٠ كيلو متر في المتوسط. ورغم السرعة الدورانية الإعصارية للهواد حول مركزه التي تبلغ قيماً مدمرة، إلا أن سرعة الانتقال الأفقي للإعصار تتراوح بين ١٥-٣٠ كيلو متر في الساعة وغالباً ما يصحبها سقوط أمطار غزيرة وحدوث برق ورعد شديدين.



ويغلب حدوث الزوابع المدارية في الجانب الغربي من المحيطات في نطاق الركود الاستوائي في العروض بين ٧°، ١٥° شمالاً وجنوباً وأهم مناطقها:

- ١- جزر الهند الغربية وخليج المكسيك وسواحل فلوريدا حيث تعرف بالهاريكين Hurricanes.
- ٢- البحر العربي، والمحيط الهندي شرق جزر مدغشقر وموريشيوس وتعرف في هذه الجهات بالسيكلون Cyclones.
- ٣- بحر الصين وسواحل اليابان حيث تعرف بالتيفون Typhoons. وجزر الفلبين حيث تعرف بالباجيوس Baguios.



٤ - المحيط الهادى شرق استراليا وجزر ساموا Samoa حيث تعرف بالولى ويليز Willy-Willies.

وبالإضافة إلى هذه المناطق - وجميعها توجد فى غرب المحيطات - تحدث الزوابع المدارية أرنأ فى جهات قليلة من شرق المحيطات وأهمها خليج بنغال وأمام الساحل الشمالى الغربى من استراليا وكذلك أمام الساحل الغربى لأمريكا الوسطى. وجدير بالذكر أن هذه الزوابع لا تحدث فى المحيط الأطلسى جنوب خط الاستواء.

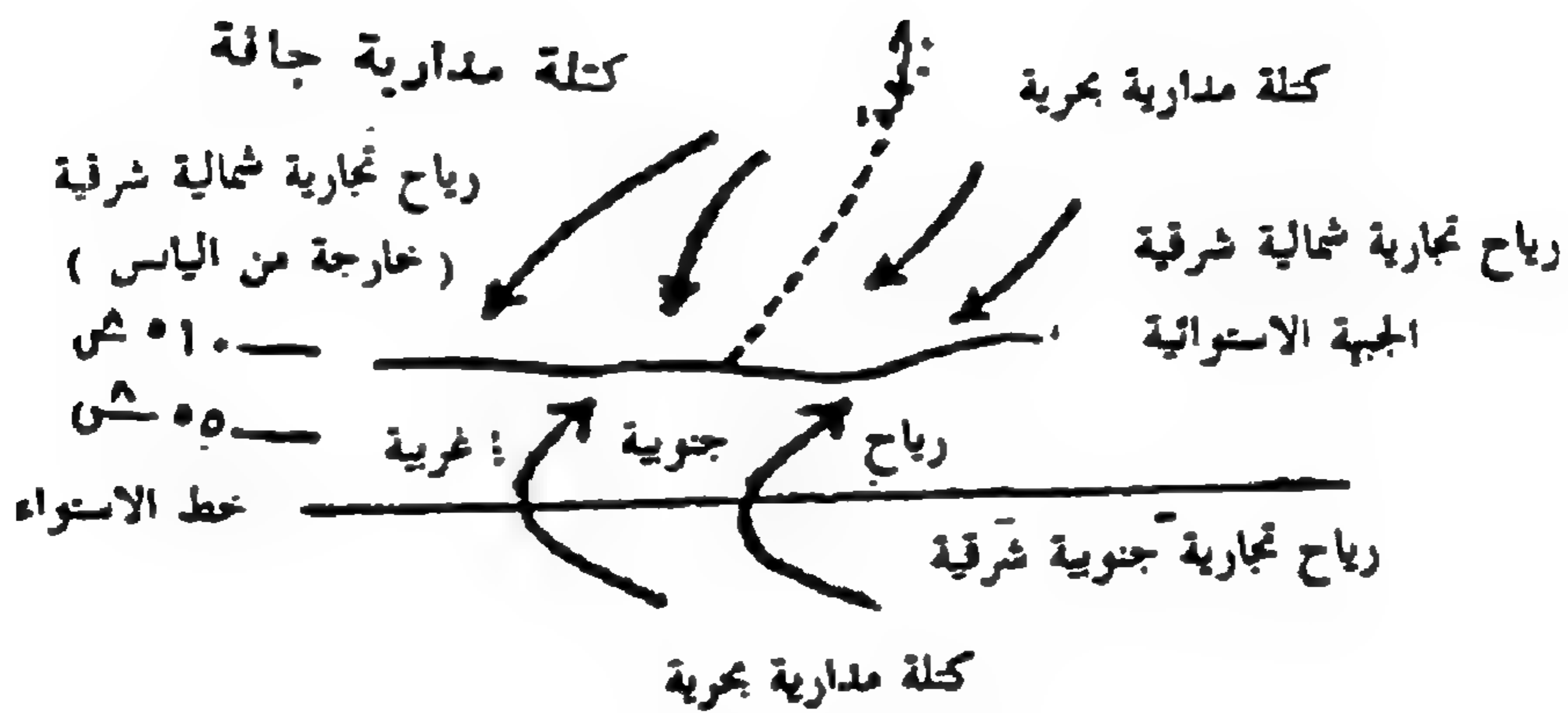
ويكثر حدوث الزوابع المدارية فى أواخر الصيف وأوائل الخريف أى فيما بين شهرى يوليو وأكتوبر فى النصف الشمالى وبين شهرى يناير وأبريل فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض. ويندر حدوثها بين منتصف نوفمبر ومنتصف يونيو فى النصف الشمالى وبين منتصف مايو ونوفمبر فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض. وفى البحر العربى يكون حدوث هذه الزوابع عادة فى فترة تغير اتجاه الرياح الموسمية أى فى أكتوبر/ نوفمبر، وفى مايو/ يونيو. ولو أن عدد مرات حدوثها فى هذه المنطقة قليل بصفة عامة. وقد تحدث الزوابع المدارية أحياناً فى بعض الجهات فى غير موسمها العادى. مثل هذا يحدث بصفة خاصة فى غرب المحيط الهادى الشمالى إذ لا يخلو منها شهر فى هذه المنطقة خلواً تاماً. وكذلك المحيط الهندى جنوب خط الاستواء.

ورغم التقدم العلمى والتقنى الذى بلغه العالم حالياً، إلا أنه لم تزل الكثير من أسرار نشأة الأعاصير المدارية غير معروفة بعد. وإذا كان بعض العلماء يرون أن الإعصار المدارى يتشكل بفعل تقابل ثلاث كتل هوائية، اثنتين منهما على الأقل متباينتين فى خصائصهما، كما فى التقاء الكتلة الهوائية المدارية البحرية مع الكتلة الهوائية المدارية القارية. على طول الجبهة الاستوائية (المدارية) مع الرياح التجارية الجنوبية بعد عبورها خط الاستواء على صورة رياح جنوبية غربية. إلا أن مثل هذا التقابل للرياح التجارية - كما يرى بعض العلماء - لا يمكنه أن يوفر الطاقة اللازمة للاضطراب الشديد فى الجو الذى ي صاحب الإعصار، غير أنه من الممكن أن يخلق نواة لتطور حركة إعصارية للهواء تعمل ظروف معينة على تطورها.

وتشير العديد من الدراسات إلى أن الظروف الملائمة لنشوء الأعاصير المدارية وتطورها تتمثل فى الآتى :

أولاً، التسخين المحلى فى بعض المناطق، وتوفر ظروف معينة تساعد على حدوثه ومن أهم هذه الظروف هدوء الهواء وقلة أو عدم تحركه الأمر الذى يؤدى إلى ارتفاع حرارة الطبقة الملاصقة منه لسطح الأرض وتمددتها إلى أعلى وحدث حركات انقلابية فيه. وتتوفر هذه الظروف بصفة خاصة فى منطقة الزهو الاستوائى حول خط الاستواء الحرارى حيث تتقابل الرياح التجارية فى نصفي كوكب الأرض مندفعة نحو منطقة الهواء الساخن الصاعد إلى أعلى ومنحرفة بسبب دوران الأرض (إلى يمين اتجاهها فى النصف الشمالى وإلى يساره فى النصف الجنوبى لكوكب الأرض) ويساعد انحرافها على دوراتها حول مركز الهواء الساخن الصاعد (شكل: ٢٧-٥) ويزيد هذا الانحراف بطبيعة الحال عندما تصل منطقة الركود إلى أبعد ما تكون عن خط الاستواء شمالاً وجنوباً. ولعل هذا يفسر لنا ندرة حدوث الزوابع المدارية فى المحيط الأطلسى الجنوبى إذ أن خط الاستواء الحرارى ومنطقة الزهو الاستوائى المصاحبة له يوجدان

أما خط الاستواء بسبب ارتفاع معدل الحرارة في النصف الشمالي عنه في النصف الجنوبي لتركيب الأرض نظراً لارتفاع نسبة اليابس واتساعه في النصف الشمالي من كوكب الأرض. ومما يساعد على استمرار صعود الهواء الساخن في منطقة الرهو الاستوائي كثرة التبخر وارتفاع نسبة الرطوبة في الهواء إذ أن ذلك يؤدي إلى استمرار رفع حرارة الهواء بسبب زيادة نسبة الإشعاع الشمسي الذي يمتصه بخار الماء وأثره في تسخين الهواء من جهة، ثم حدوث التكاثف سواء في صورة سحب أو أمطار. وانتشار الحرارة الكامنة وتسخين الهواء من جهة أخرى. ونتيجة لذلك يستمر تحرك الهواء الساخن إلى أعلى وكذلك تحرك الهواء من المناطق المحيطة نحو مركزه ليحل محله.



(شكل رقم ٢٧-٥) نشأة الأعاصير المدارية

وفي هذا تفسير لحدوث أغلب الزوايا المدارية في أواخر الفصل الحار من السنة عندما يبلغ البحر أقصاه، وكذلك تفسير حدوثها فوق الأجزاء الغربية من المحيطات إذ أن الرياح التي تهب على أجزائها الشرقية في تلك العروض تكون جافة خارجية من كتل اليابس. أما في غربها فتكون قد مرّت على سطح المحيطات وتشبعت بالرطوبة. كما أنه في الأجزاء الغربية من المحيطات تتوفر كميات كبيرة من المياه الدفيلة التي تنقلها التيارات البحرية في العروض الاستوائية نحو الأجزاء الغربية من المحيطات.

هذا وما يذكر أيضاً لتأييد نشأة الزوايا المدارية بسبب التسخين المحلي وكثرة الرطوبة في الهواء أنها لا تتكون فوق اليابس بل إنها تتبدد بسرعة إذا تحركت من البحر إلى اليابس حيث تفقد جميع خصائصها كزوايا مدارية.

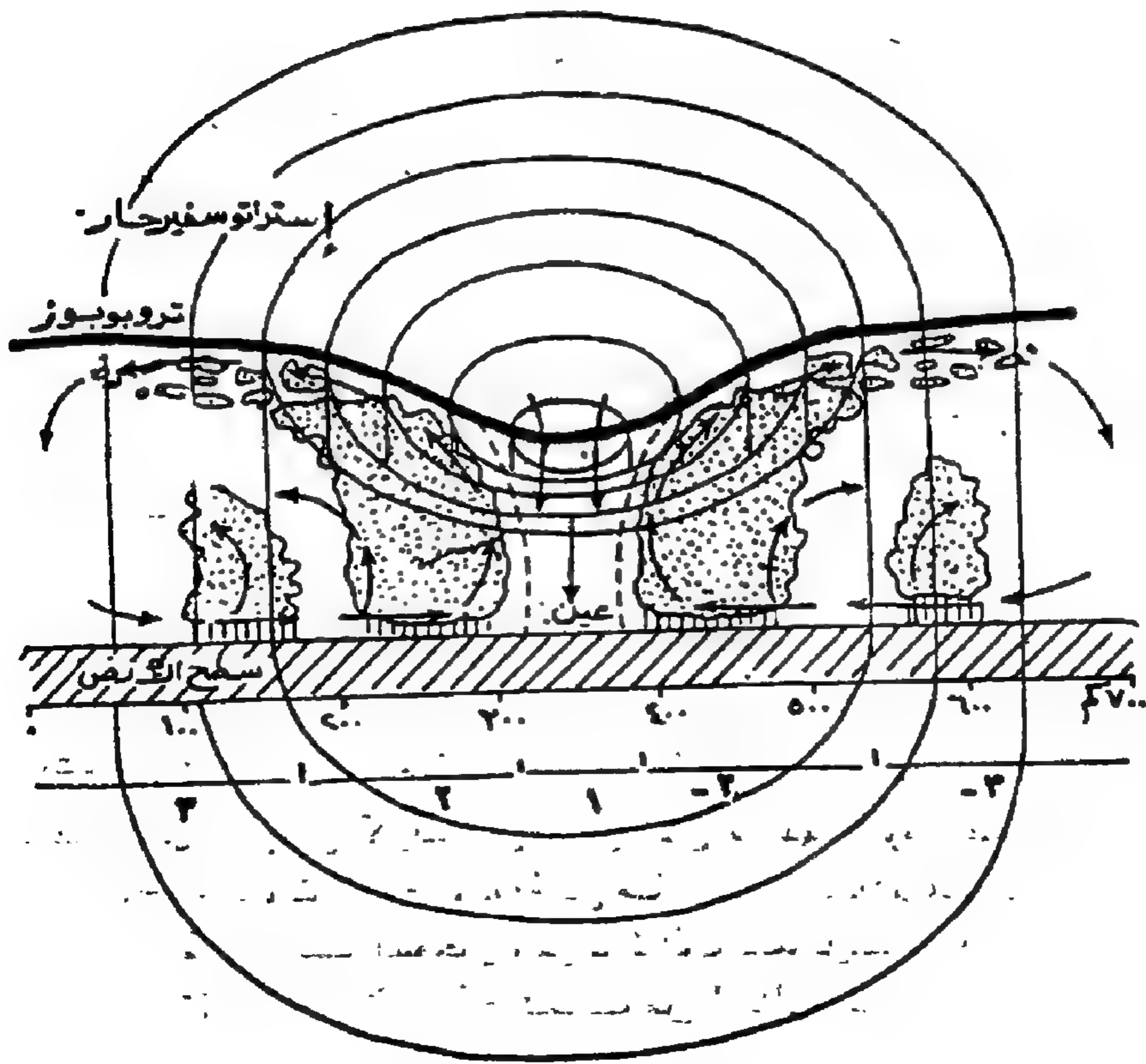
ثانياً، من التفسيرات التي تتعرض لنشأة الزوايا المدارية أيضاً أنها تحدث نتيجة وجود مياه محيطية كبيرة المساحة ذات درجة حرارة سطحية تزيد عن ٢٦,٧ م، لنؤمن للهواء الذي

فوقها الحرارة والرطوبة. هذا بالإضافة إلى قوة انحراف كافية لخلق حركة إعصارية (دوامية) في الهواء. لهذا السبب لا تتشكل الأعاصير بين دائرتي عرض خمس درجات شمالي خط الاستواء وجنوبيه، حيث تكاد أن تنعدم قوة الانحراف الناجمة عن دوران الأرض.

ويتألف الإعصار المداري من ثلاثة أجزاء رئيسية (شكل: ٢٨-٥) هي:

١- (أ) عين الإعصار: وهي المنطقة المركزية من الإعصار التي يتراوح قطرها بين ١٠-٥٠ كيلو متراً. وتتصف بهدوئها وصحو السماء فيها، وفيها تسجل أخفض قيمة ضغط.

٢- (ب) جدار الإعصار: وهي المنطقة الشديدة الاضطراب في الإعصار التي تبدو بصورة جدار رأسي ضخم من السحب الكثيفة المحيطة بعين الإعصار، يصل امتدادها الرأسى حتى سقف التروبوسفير، ويزيد امتداده الأفقى أحياناً عن ١٠٠ كيلو متراً. وهي منطقة المطر الإعصاري الذي تسقط من سحب الركاب المزني الضخمة، ويمعدل يصل في اليوم الواحد إلى ٥٠٠ ملليمتر في بعض الأعاصير.

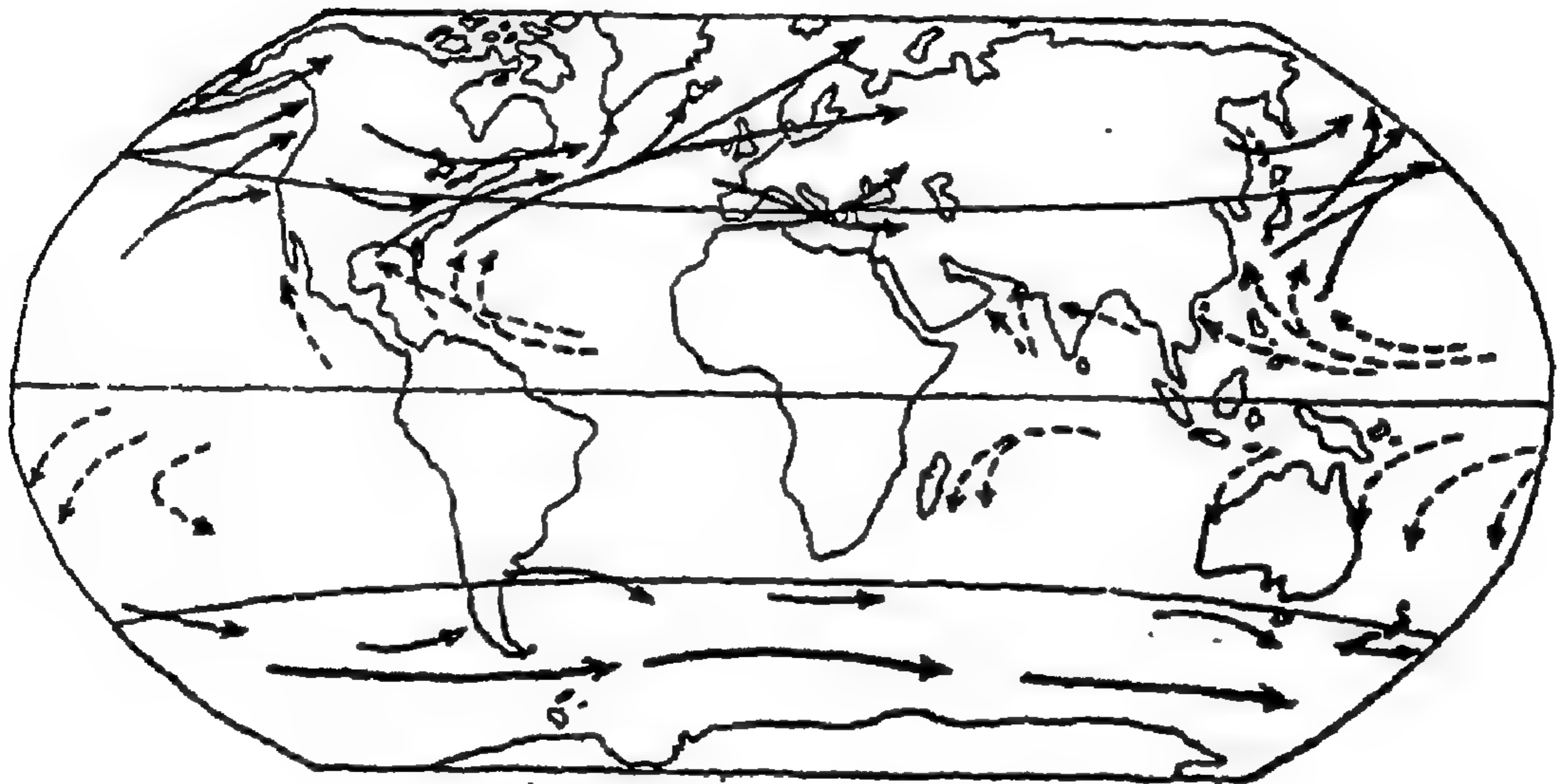


(شكل رقم ٢٨-٥) تركيب الأعصار المداري



(ج) هامش الإعصار، ويمثل المنطقة المحيطة بجدار الإعصار. وتتميز بحركتها الهوائية الهابطة، مع بعض الحركات الصاعدة الخفيفة. ولذا فإن الطقس فيها قليل الاضطراب، يسود جوها سحب سمحاقية وسمحاقية طبقية مع كتل من سحب الركان تحتها. ومثل هذا الطقس يسبق وصول جدار الإعصار بنحو ٢٤ ساعة ويستمر عقب تجاوزه بنحو ٢٤ ساعة أيضاً.

وتتحرك الزوابع المدارية بصفة عامة - في نطاق هبوب الرياح التجارية - من الشرق إلى الغرب مع ميل إلى الانحراف نحو القطبين بسبب دوران كوكب الأرض: وهي تدور في حركتها غالباً حول الأطراف الغربية لمناطق الضغط المرتفع المدارى الثابت فوق المحيطات ولهذا نجد أن خط سيرها ينحني في النصف الشمالى عند حوالى دائرة عرض ٢٥° شمالاً بعيداً عن خط الاستواء ثم ينعكس فيصبح نحو الشمال الشرقى عند دخولها نطاق الرياح الغربية عند دائرة عرض ٣٠° شمالاً أما في النصف الجنوبي فيتحول مسار الزوابع فيما بين دائرتى عرض ١٥° و ٢٠° جنوباً نحو الجنوب الشرقى (شكل: ٢٩-٥).



مسالك أعاصير العروض الوسطى والعليا  
مسالك أعاصير العروض المدارية

(شكل رقم، ٢٩ - ٥) مسارات ومسالك منخفضات العروض الوسطى والأعاصير المدارية

وهناك عدة دلائل تشير إلى اقتراب الزويع من مكان ما منها: هبوط الضغط الجوى وتغير اتجاه وسرعة الرياح ثم حدوث أمواج مرتفعة فى مياه البحر. وتتقدم هذه الأمواج غالباً من إتجاه الزويع. كذلك ظهور سحب السمحاق وتزايد كثافتها كلما قربت الزويع ثم ظهور سحب الطبقي المتوسط الارتفاع Alto-Stratus فسحب من الركام انسقط Fracto-cumulus. وبالإضافة إلى ذلك قد يظهر على شاشة الرادار - بالنسبة للسفن التى تحمل أجهزة رادار - ما يشير إلى سقوط أمطار فى جهات قريبة فى حدود ١٣٠ كيلو متراً فى المأدة. وعند مرور الزويع يأخذ الضغط الجوى فى الهبوط بسرعة كما تشتد سرعة الرياح وتسقط أمطار غزيرة وتستمر هذه الظروف الجوية حتى يصل مركز الزويع أو عينها - كما يسمى - وعندئذ تسود

فترة هدوء وجو صحو ولكنه لا يلبث أن ينتهي بمجرد مرور عين الزوينة. وعندئذ يأخذ الضغط في الارتفاع بسرعة كما تأخذ الرياح في الهبوب بشدة من اتجاه مضاد لاتجاهها في مقدمة الزوينة وذلك تسقط الأمطار الغزيرة. حتى إذا ما مرت الزوينة بأكملها عادت ظروف الطقس إلى حالته المعتادة. وتظهر الزوابع المدارية على خرائط الطقس على شكل خطوط ضغط متساوي دائرية تقريباً ومغلقة ومتقاربة. ويدل تقاربها على انحدار الضغط بشدة نحو المركز. وتخفض الحرارة داخل الزوينة من المركز نحو الخارج.

وتعد الأعاصير أو الزوابع المدارية من الأخطار التي تتعرض لها السفن في عرض البحار. والشكل (٣٠-٥) يبين المسالك الأساسية للزوابع المدارية وعلاقتها بالملاحة البحرية. ومنه يتبين أن الملاحة تكون خطيرة في نصف الزوينة الواقع ناحية القطب وذلك لأن الزوينة تلاحق السفينة عند سيرها في هذا النصف. أما في النصف الآخر فيجد أن الزوينة تبعد عن السفينة كلما تحركت. ولهذا نجد أن الملاحين في مناطق الزوابع يهتمون برصد ثلاثة ظواهر هي: مركز الزوينة، وخط سيرها، ونصف الدائرة الذي تقع فيه السفينة. وذلك لمحاولة البعد عن مركز الزوينة بما لا يقل عن ٨٠ كيلو متراً وتفادي المنطقة الخطرة. واللجوء إلى أقرب ميناء بعيداً عن المنطقة الخطرة.

وتمثل منطقة جدار عين الإعصار الجزء الفعال في الإعصار المداري ذو القوة التدميرية الكبيرة، لما تتصف به من سرعة رياح إعصارية شديدة، ولما يصاحبها من سقوط أمطار غزيرة وفيضانات هائلة، ولما تسهم به من ثورة عنيفة للبحر (موجات تسونامية) ترفع من مستوى مياهه عند السواحل إلى ما يزيد عن سبعة أمتار. ومن أنف الأعاصير وأكثرها تدميراً التي شهدتها العالم في القرن العشرين هو إعصار بنجلاديش عام ١٩٧٠م، الذي ضرب جنوبها في يومي ١١-١٢ أكتوبر، تاركاً وراءه أكثر من ٣٠٠ ألف شخص قتيلاً، وخسائر مادية قدرت بأكثر من مليار دولار.

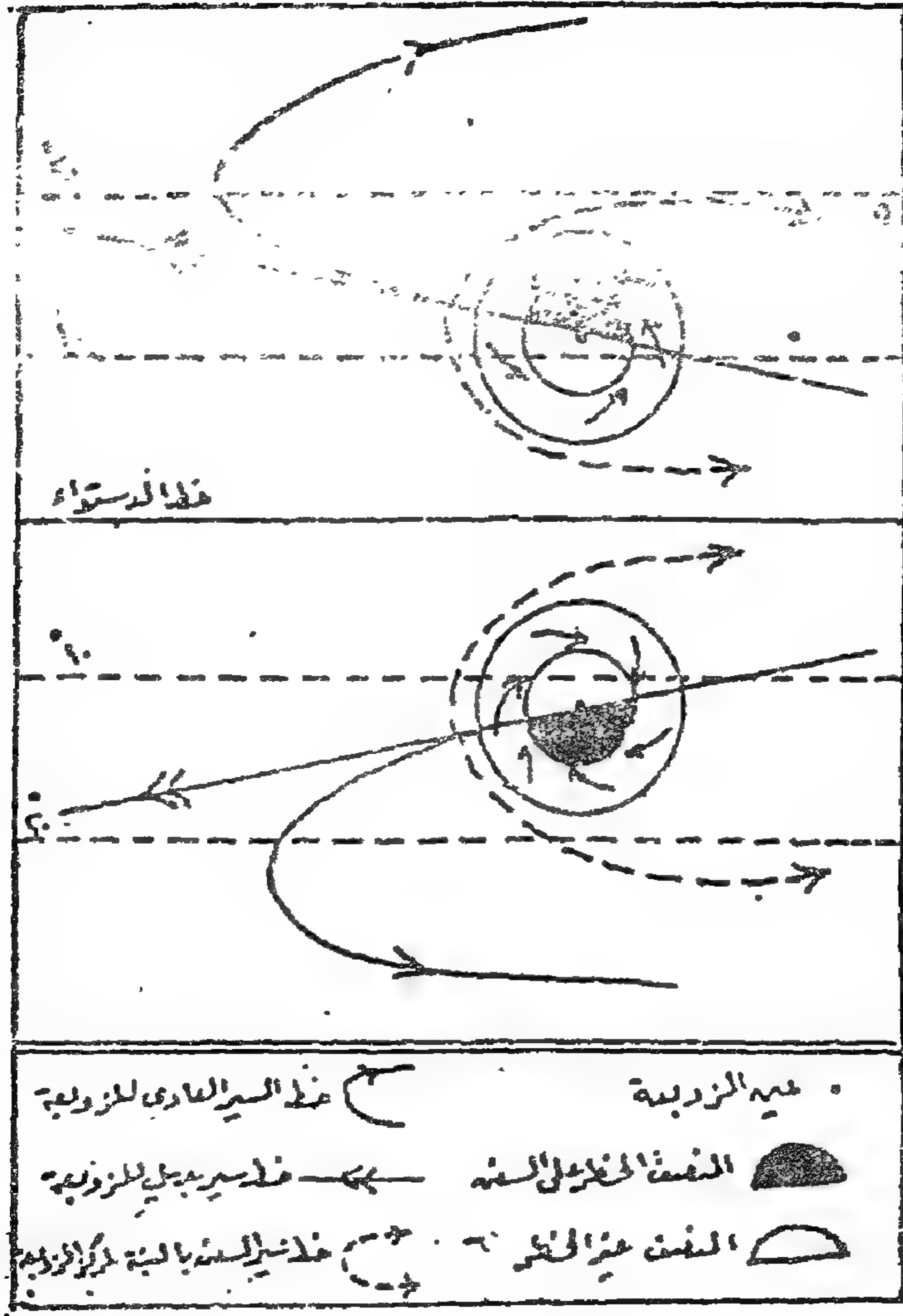
ولقد قامت العديد من المحاولات للحد من قوة الإعصار المداري، بواسطة بذر جدار الإعصار السحابي بمسحوق الجليد الكربوني أو بيود الفضة للتسريع من عمالة التكاثف والتخلص بذلك من جزء من الطاقة الكامنة في الإعصار قبل بلوغه منطقة الممرورة. وقد ساهمت التقنيات الحديثة (أجهزة الرادار، الطائرات، والأقمار الاصطناعية) بالحد من حجم الخسائر، لمتابعتها حركة الإعصار ورصدها أي تغيير في اتجاهه وسرعته، وبذلك تتمكن من تقديم التحذيرات للمناطق الممكن أن تتعرض له.

## أنواع الأعاصير المدارية

### (١) زوابع (أعاصير) الترنادو

الترنادو كلمة أسبانية الأصل كانت تطلق على الزوابع المدارية التي تحدث أمام الساحل الأفريقي وبخاصة ساحل غاناه ويترتب عليها تغير سريع في حركة الرياح. ثم أصبحت الآن تطلق أيضاً على الزوابع الشديدة التي تتعرض لها الولايات الجنوبية من الولايات المتحدة لاسيما في أودية المسيسيبي والمسوري. والترنادو أشد أنواع الزوابع المدارية وأبلغها أثراً وقوة وتدميراً لما يعترض طريقه. وقوته وعنفه يتشآن من امتداده الأفقي المحدود الذي لا يتجاوز قطره ١ كيلو متر (من ١٠٠ - ١٠٠٠ م)، ومن شدة انخفاض الضغط فيه الذي تتدنى قيمته إلى أقل من ٨٠٠ مليبار، مما يترتب عليه انحدار شديد في الضغط، وسرعة اندفاع هواء يأخذ حركة

إعصارية دائرية معاكسة في اتجاهها لحركة عقارب الساعة. وتزيد سرعة الهواء المتحرك حول مركز إعصار التورنادو عن ٣٥٠ كيلو متر في الساعة، لتصل أحياناً إلى ٧٠٠ كيلو متر في الساعة بحيث يؤدي إلى تحطم أى شيء يقع في طريقه، حتى أجهزة قياس سرعة الرياح فإنها تحطم، مما يجعل سرعة الرياح تقدر تقديراً.

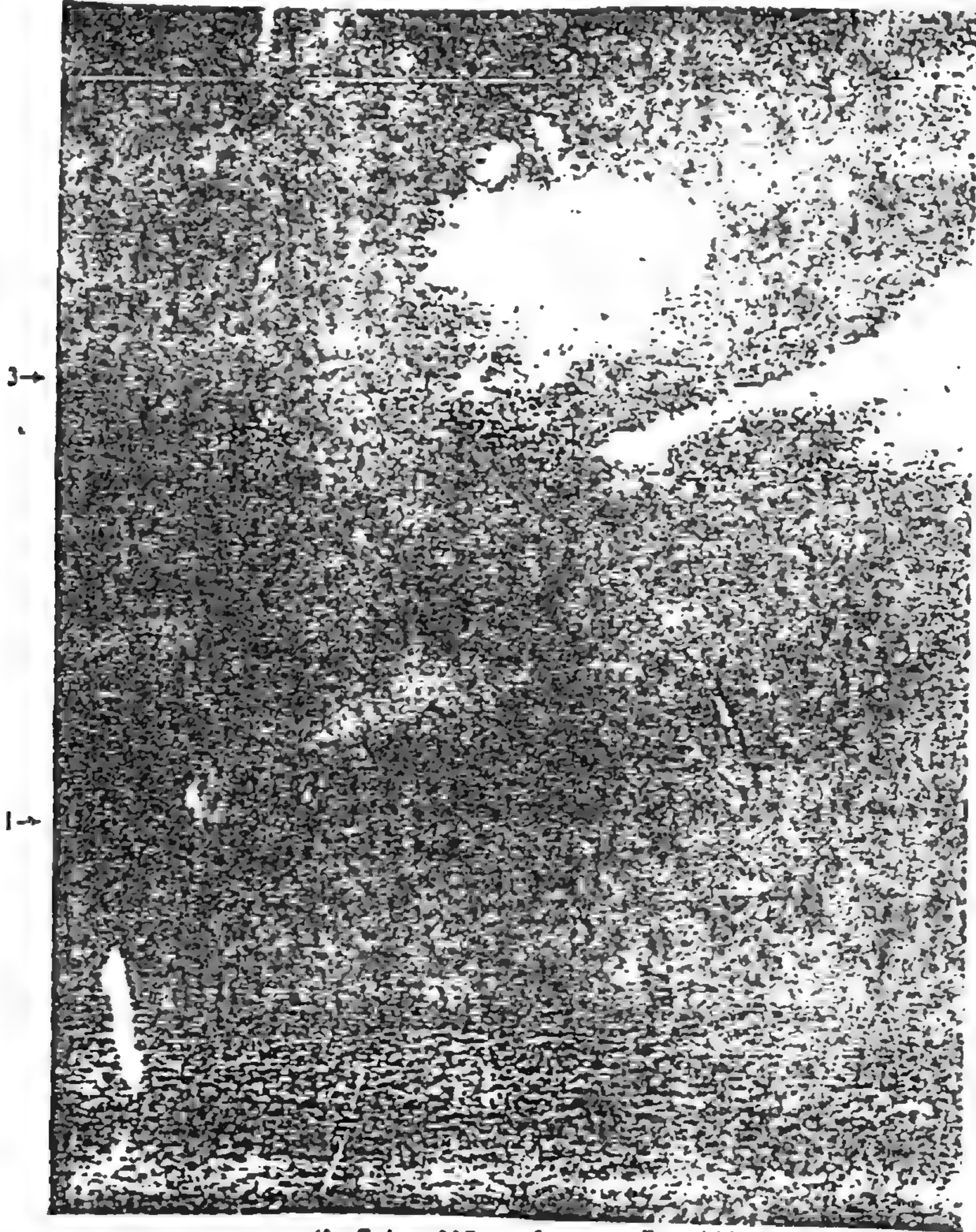


(شكل رقم ٢٠ - ٥) مسالك الروابع المدارية وعلاقتها بالملاحة البحرية

ويبدو إعصار التورنادو الذي يطلق عليه أحياناً "التويستر" (twinister)، كسحابة قمعية ممتدة إلى الأسفل من قاعدة سحابة عاصفة رعديّة من التراكام المزنّي الكثيف (شكل: ٣١ - ٥)، تستغرق في امتدادها وبلوغها سطح الأرض دقائق قليلة تكون خلالها قد تحركت كيلو متراً واحداً أو كيلو مترين. وبمجرد أن تلمس هذه السحابة القمعية الأرض يحدث الدمار الشديد.



وتسقط أمطار غزيرة مصحوبة ببرق ورعد شديدين. وقد يحدث أحياناً عند مرور الترنادو فوق مياه البحر أو المحيط أن يرتفع سطح الماء إلى أعلى ويقابل هذا الارتفاع مخروط من السحب يتدلى نحو سطح البحر وهنا تعرف باسم النافورات أو الشواقي المائية أو الأقماع البحرية - Wa- terspouts. مثل هذه الظروف تشكل خطراً كبيراً يهدد السفن ويغرقها في أغلب الأحيان.



(شكل رقم ٢١ - ٥) صورة لإعصار تورنادو

وتحدث زوابع الترنادو بصفة خاصة في فصلي الربيع والصيف ويكون حدوثها غالباً بعد الظهر (بين الساعة الثالثة والخامسة) عندما تبلغ درجة الحرارة نهايتها العظمى. وهي تستمر فترة قصيرة لا تزيد عن بضع ساعات كما يندر حدوثها في الصباح. وقد تحدث عدة زوابع متتالية وتتحرك في مسالك متوازية. كذلك قد تحدث زوابع الترنادو في المناطق المعتدلة عند الحواف الجنوبية للأعاصير المعتدلة في النصف الشمالي من كوكب الأرض وذلك في الجهات التي تمتد فوقها خطوط الضغط المتساوي على شكل الحرف V ففي هذه الجهات يتغير اتجاه الرياح فجأة لأسباب محلية كما تتغير درجة حرارة الهواء تغيراً سريعاً وينشأ طقس استوائي شديد مصحوب بنوات عذيفة Squalls وانخفاض سريع وشديد في الضغط الجوي، مما يثير موجات عالية جداً، كما تعمل الرياح الإعصارية الدرامية الشديدة السرعة على سحب الكثير من الهواء الأرضية (دلتسيارات وغيرها) ورفعها عشرات الأمتار إلى أعلى، هذا



١٠. في اتجاه عام من الغرب إلى الشرق وباتجاه الشمال الشرقي بسرعة كبيرة قد  
٥٠ أو ٦٥ كيلو متراً في الساعة ولكنه سرعان ما يتلاشى على الرغم من عنفه وشدة  
١١. يغرق السفن في البحار ويحطم المنازل ويقتلع الأشجار ويسبب كثيراً من الكوارث  
في اليابس، فقد حدث في ١٨ مارس عام ١٩٢٥ أن مرتدادو على ولايات مسوري والينوي  
وايديانا بالولايات المتحدة الأمريكية فآدى إلى موت ما يقرب من ٧٠٠ شخصاً، كما أدى إلى  
خسائر قدرت بنحو ١٦,٥ مليون دولار (Critchfield, 1966).

وتشير الدراسات إلى أن نشأة أعاصير الترنادو لم تزل غير معروفة تماماً، غير أن تكونها  
يكاد يقترن بالعواصف الرعدية الشديدة وخطوط الجبهات الباردة العنيفة. كما تشير بعض  
الدراسات إلى أن المصدر الرئيسي للطاقة في التورنادو يستمدّها من الطاقة الكهربائية الفائضة  
التي تتراكم في الإعصار بفعل شدة البرق. والتورنادو التي تحدث مرتبطة بالعواصف الرعدية  
المنتشرة تكون فترة حياتها عادة قصيرة، ومسالكها مشوشة غير منتظمة. أما تلك التي تكون  
مرتبطة بخطوط الجبهات الباردة العنيفة فإنها تستمر لفترة أطول، وتكون ذات مسالك أضول  
(٢٠-٥٠ كيلو متراً) وأكثر انتظاماً. ورغم الدمار الذي يصاحب التورنادو على طول مساراتها  
الضيقة والقصيرة، إلا أنها ظاهرة جوية لا تقاس أهميتها في مناخ الأرض بالأعاصير المدارية،  
أو الانخفاضات الجوية في العروض الوسطى.

## (٢) الهاريكين Hurricane والتيفون Typhoon

يطلق اسم «هاريكين» على الأعاصير المدارية التي تهب على خليج المكسيك، وحزر الهند  
الغربية، وشبه جزيرة فلوريدا في جنوب شرقي الولايات المتحدة. وتتكون عواصف الهاريكين  
عندما تقوى الانخفاضات الجوية المدارية بفعل الهواء الرطب الحار فوق المحيطات المدارية،  
فالهاريكين عادة تتكون فوق المسطحات المائية التي تزيد درجة حرارة مياهها عن ٢٨ م.  
وعلى الرغم من أن عواصف الهاريكين ليست متعددة الحدوث - كما هي الحال في انخفاضات  
العروض الوسطى - إلا أنها إذا حدثت فإنها تكون بالغة العنف مخربة الأثر، إذ تشتد سرعة  
الرياح فيها إلى أكثر من ١٢٠ كيلو متراً في الساعة، بل إن الهاريكين المخرب قد تصل سرعته  
أحياناً إلى ٢٤٠ كيلو متراً في الساعة. ويتقدم الهاريكين بمعدل يتراوح بين ١٥، ٣٠ كيلو متراً  
في الساعة. ووسط الإعصار توجد «عين» الهاريكين التي يتراوح قطرها بين ٨، ٥٠ كيلو متراً  
ويكون الهواء فيها هابطاً إلى أسفل ومن ثم فهي دفيئة وصافية نسبياً.

ويختلف الإعصار المداري «الهاريكين» عن انخفاضات العروض الوسطى في أنه أكثر  
دائرية، وانحدار الضغط به أشد، ومن ثم فالرياح أكثر سرعة وقوة وتزداد سرعتها وقوتها تجاه  
وسط الهاريكين، وكذلك الأمطار أشد غزارة منها في حالة انخفاضات العروض الوسطى.  
والهاريكين عادة يكون أكثر تركّزاً إذ يبلغ قطره ما بين ١٥٠ - ٦٠٠ كيلو متراً فقط. وبعض  
الهاريكين يبلغ قطرها حوالي ٤٠ كيلو متراً فقط.

والهاريكين يسبب أضراراً جسيمة للملاحة والسفن ومراكز العمران الساحلية كما يؤدي إلى  
دمار في الأرواح نتيجة للغرق الذي يسببه ارتفاع ماء البحر بسبب دفع الرياح القوية له  
«كتساحها للشاطئ»، كما يرجع إلى الأمطار الغزيرة وما يصحبها من فيضانات.

ومثل الهاريكين تحدث التيفون في جنوب شرق آسيا، وبصفة خاصة في بحر الصين وجزر  
الهند وجنوب اليابان في الفترة ما بين مايو وديسمبر، وغير هذه المناطق تحدث الأعاصير  
المدارية أيضاً في جهات مدارية أخرى مثل خليج البنغال والبحر العربي وشرق جزيرة  
مدغشقر وشرق وشمال استراليا.

---

# الفصل السادس

## الدورة المائية وتفاعلاتها

### في نظام المناخ

---





## الفصل السادس

### الدورة المائية وتفاعلاتها

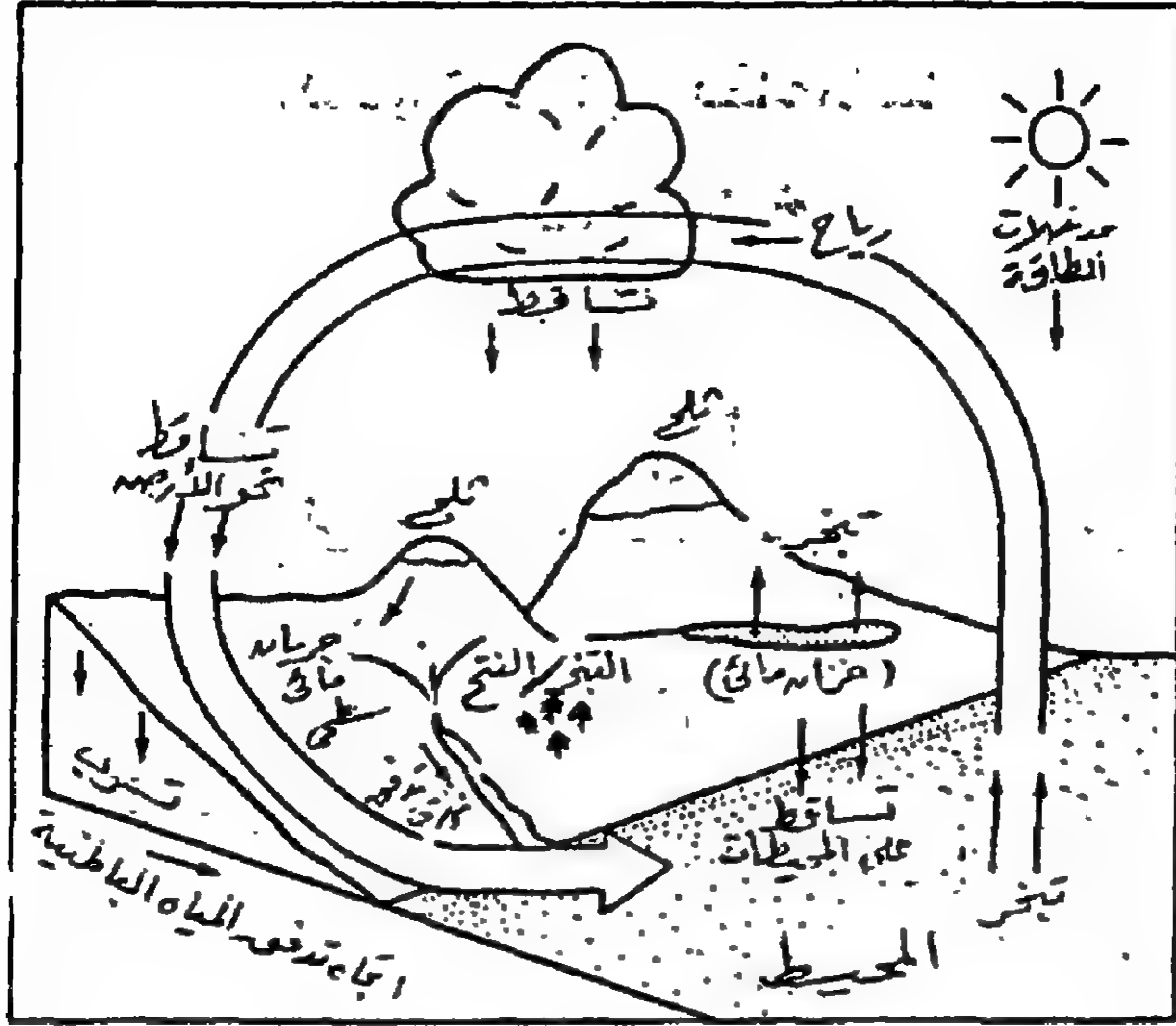
### في نظام المناخ

#### مقدمة

تعد السحب والتساقط (أى المطر والثلج والبرد)، إضافة إلى درجة الحرارة والرياح، أكثر عناصر الجو والمناخ تأثيراً، فهي عناصر تستطيع التأثير بسرعة مع الزمن والمكان، إلا أن الماء فى كل أشكاله، وكذلك فى كل أنشطته المختلفة فى الجو - يلعب دوراً هاماً للغاية فى المحافظة - ليس على المناخ فحسب - بل أيضاً على الحياة ذاتها. ولكى نتمكن من فهم وتقدير دور الماء وتفاعلاته فى نظام المناخ والتوقع بهما، فإنه من الضروري التفكير فى الماء كجزء من نظام محدد يعرف أحياناً باسم الدورة المائية Hydrological Cycle (شكل ١-٦). وكما يوحى الرسم فى هذا الشكل فإن الفهم الكامل لذلك النظام يتطلب الإلمام بعلوم الجيومورفولوجيا والبيدولوجيا (علم التربة) والنبات، وكذلك دراسة الجليد وعلم البحار والمحيطات. وإذا أخذنا فى الحسبان أن الإنشاءات الصناعية تمثل جزءاً من سطح الأرض فإن القائمة سوف تشمل بالتالى علم الهندسة المدنية. وزيادة على ذلك فإن الجوانب المتعلقة بالماء ومصادره (امداداته) تتطلب الاما بعلوم الصحة العامة وهندسة مشروعات المياه وكذلك العلوم المرتبطة بالأنشطة الزراعية، وأخيراً فإن الأمر يتطلب ادراكاً وتقديراً لدور السياسات العامة وما يتصل بها من قوانين وتشريعات، وتطبيقاتها وبينما تعكس هذه الاعتبارات المدى الواسع من المجالات التى يجب أن يهتم بها عالم المناخ أو المشتغل به، فإن من الواضح أنه يجب علينا التركيز على الجوانب المتعلقة بالمياه والتى لها علاقة مباشرة بالمناخ. وحيث أننا نفكر فى حالة حركة داخل دورة متكاملة - فإنه ليس هناك بداية معينة لمناقشة دور الماء فى نظام المناخ. وحيث أن الفصل الثالث قد ركز على تبادلات الطاقة، فمن الملائم إذن أن نستهل مناقشة هذا الدور بادئين عند السطح الفاصل بين الهواء والأرض حيث تكون هذه التبادلات حيوية.

#### المتبخّر

سبق أن قدّمنا مصطلح التبخر Evaporation ولكننا نظرنا إليه هناك على أنه أحد نتائج تبادلات الطاقة، ولكن ما يهمنا هنا هو التعامل معه من حيث تأثيره على كمية الماء على سطح الأرض وفى الغلاف الجوى، ومع ذلك فإن هناك علاقة بسيطة وبديهية بين الطاقة المستخدمة فى التبخر ومقدار الماء المتبخّر، كما سبق أن أشرنا.



(شكل ١-٦) الدورة المائية للأرض

### التبخر - النتج

ينتقل الماء من سطح الأرض إلى الجو بإحدى وسيلتين محددتين. الوسيلة الأولى هي التبخر. وهذا يحدث عندما يوجد سطح ما حر سواء كان هذا الماء في أحد المحيطات أو ماء موجوداً بين حبيبات التربة. أما الوسيلة الثانية فهي النتج Transpiration ويحدث حين يخرج الماء من داخل أوراق النبات عن طريق الثغور أو المسام. ورغم أن هاتين الطريقتين هما طريقتان مختلفتان ومستقلتان إلى أنه من الممكن عملياً في معظم الأحيان معاملتهما معاً حيث أن الميكانيكيات الدافعة والمسؤولة عن حدوث كل منهما متشابهة، كما أن الناتج النهائي واحد في الحالتين.

ويخضع معدل التبخر - النتج عند أية لحظة معينة - وبالتالي - وبالتكامل - تخضع كمية التبخر - النتج الناتجة لأربعة عوامل تتحكم فيها:

- ١- توفر الطاقة، ٢- الدرجة الرطوبية بعيداً عن السطح، ٣- سرعة الرياح فوق السطح مباشرة، ٤- توفر الماء.

وإذا نظرنا إلى عملية التبخر على المستوى الجزئى فإن التبخر يحدث حينما يزداد معدل



تدفق جزئيات الماء المنفردة بعيداً عن الجسم المائى عن معدل التدفق العكسى (تدفق العوده إلى الماء من الجو) ويتكون الندى Dew إذا زاد مقدار تدفق العوده هذا عن كمية التدفق إلى خارج السطح المائى. ويعتمد التدفق من السطح بشكل كبير على مقدار الطاقة المتاحة. وكذلك على وجود امداد من الماء عند السطح. أما معدل التدفق العكسى (تدفق العوده) فيتوقف بشكل أساسى على رطوبة الهواء الموجود أعلى السطح مباشرة فكلما زادت الرطوبة زاد معدل تدفق العوده. ويقل بذلك صافى معدل التبخر. وهكذا فإنه لى يحدث تبخر سريع يجب أن يتوفر تدرج شديد باتجاه البعد عن السطح، تماماً مثلما يكون مطلوباً وجود تدرج حرارى شديد لى يحدث تدفق حرارى سريع. وفى الأحوال التى يكون الهواء فيها ساكناً تقريباً يؤدى التبخر من السطح إلى حدوث تراكم سريع للمحتوى الرطوبى لطبقة الهواء الملاصقة مباشرة للسطح المائى. كما يؤدى إلى خفض فى معدل التبخر. بينما فى وجود الرياح ونتيجة لتيارات الخلط الدوامية الناتجة عنها فإن طبقة الهواء الرطبة المنخفضة ستدفع بعيداً بواسطة الرياح وتحل محلها طبقة أخرى أقل فى محتواها الرطوبى، وهذا النوع من الإحلال يرتبط بحركة تيارات الحمل الأفقية واسعة النطاق والتي تأتى بكتلة هوائية جديدة أكثر جفافاً إلى السطح. وتكون محصلة هذه العملية أن سرعات الرياح المعتدلة تؤدى إلى المحافظة على تدرجات حادة للرطوبة وبالتالي معدلات تبخر مرتفعة.

وتعتمد معدلات التبخر العالية كذلك على وجود امداد مستمر من الماء عند السطح، وهذا لا يمثل مشكلة فى حالة أسطح المياه المفتوحة، ولكنه بالنسبة لسطح الأرض يتطلب حركة الماء من الأعماق - سواء كان ذلك من خلال التربة أو من خلال النباتات - مما يتطلب وقتاً طويلاً نوعاً. فهناك على سبيل المثال حد أقصى لمعدل النتح يمكن أن تصل إليه النباتات، وغالباً ما تنضب النباتات فى فترة بعد الظهر فى أحد أيام منتصف الصيف المشمس بمجرد أن يتم إزالة بخار الماء من على الأوراق بمعدلات أسرع من معدلات وصوله إلى هذه الأوراق من الجذور. وبالمثل فإن طبقات السطحية من التربة قد تجف رغم وجود الماء بوفرة فى المناطق أكثر عمقا من قطاع التربة.

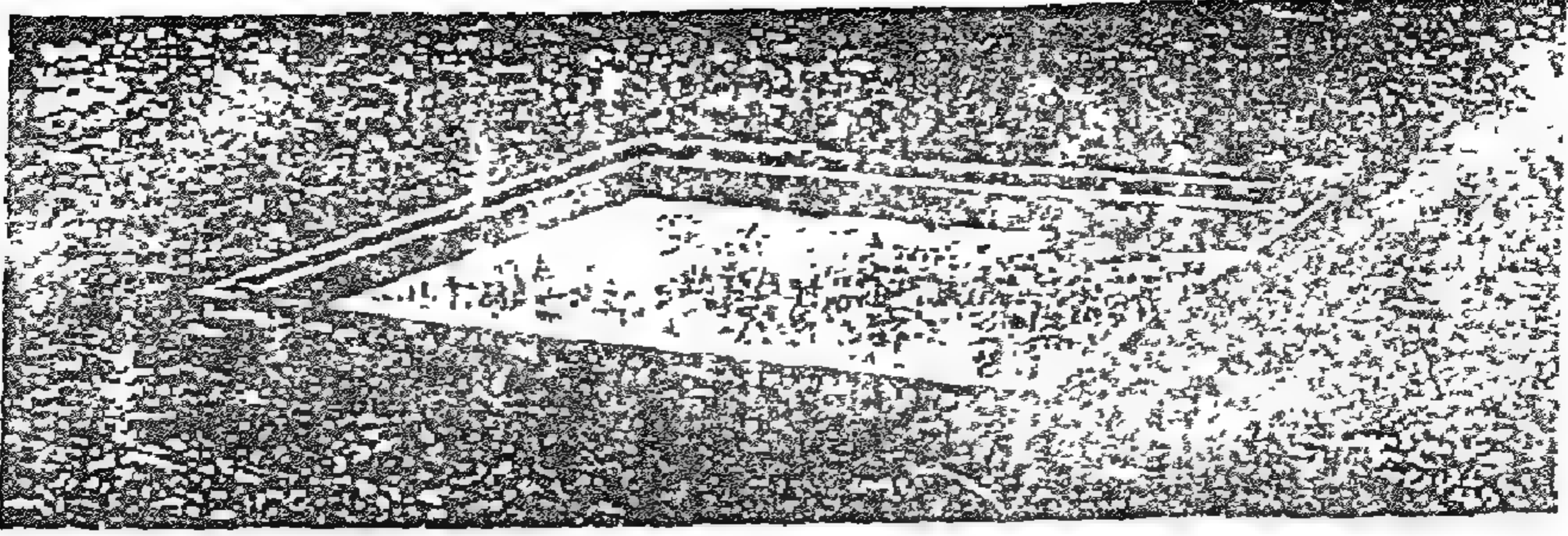
ولا تستخدم كل الطاقة الممتصة على السطح فى عمليات التبخر حيث أن تدفقات الطاقة الأخرى تستمر كذلك. وبالنسبة لأنواع كثيرة من سطح الأرض يكون التدفق الحرارى للتربة صغيراً ويمكن إهماله وبذلك تكون الطاقة مقسمة أساساً بين الحرارة المحسوسة والحرارة الكامنة كما ذكرنا سابقاً، والنسبة بين النوعين وتعرف بنسبة بوزين Bowen ratio - تعد مؤشراً يعبر عن هذا التقسيم. وبشكل عام فإن الأسطح تميل إلى جعل هذه النسبة أقل ما يمكن. وصحيح أن حرارة السطح الرطب سترتفع قليلاً أثناء حدوث التبخر. إلا أنه سوف يحدث ارتفاع سريع لدرجة الحرارة بمجرد حثاف هذا السطح، وحيث يسود التدفق الحرارى المحسوس يصبح هو الميكانيكية الرئيسية لانتقال الطاقة.

وقد أدى دور العوامل الأربعة المحددة للتبخّر - النتج - والتي يمكن لأي منها أن يكون عاملاً محدداً - إلى ظهور مفهومين للتبخّر - النتج من حيث تطبيقاته العملية. وأول هذين المفهومين هو التبخّر - النتج القياسي أو الممكن (Potential Evapotranspiration (PET والذي يعرف بأنه معدل التبخّر - النتج الذي يمكن أن يحدث لمحصول أخضر قصير، نشط، النمو، جيد الري، يغطي سطح الأرض. وتُقيم التبخّر - النتج في هذه الحالة تكون مماثلة تماماً لتقيم التبخّر المقاسة من سطح مائي كبير مفتوح. ومع تغيّر المعدل الذي يعتمد بالكامل على الظروف الجوية والذي يمثل الحد الأقصى الممكن تحت الظروف الجوية السائدة. أما المشوّر الثاني وهو التبخّر - النتج الفعلي (Actual Evapotranspiration (AET فهذا يعرف على أنه الكمية الفعلية المفقودة من الأسطح تحت ظروف حرارة الجو والتربة النباتيين. وفي الواقع فإن كلا المفهومين هام، حيث أن قيمة التبخّر - النتج القياسي تعطي مؤشراً أو مقياساً للإنتاجية الزراعية الممكنة، ومؤشر كهذا يكون هاماً عند البدء في إقامة نظام للري، بينما قيمة التبخّر - النتج الفعلي تعكس معلومات حيوية ضرورية من حيث قياسات وتقديرات ظروف الرطوبة الأرضية وكذلك الميزان المائي المحلي.

### قياس التبخّر - النتج :

يعد قياس التبخّر - النتج أمراً صعباً سواء في ذلك القياسي أو الفعلي. وقد ابتكرت أساليب عديدة من أجل قياسهما. وأكثر الطرق شيوعاً لقياس التبخّر - النتج القياسي بشكل مباشر هو استخدام أجهزة إناء التبخّر evaporation pans (شكل ٢-٦). وإناء التبخّر هو ببساطة وعاء ذو حجم قياسي يحتوي على الماء الحر المعرض للهجو. ويقاس عمق الماء في بداية الفترة المطلوب القياس خلالها وكذلك في نهايتها ليكون الفرق بين القراءتين - بعد التصحيح لمصادره أية تساقط يكون الإناء قد استقبلها خلال فترة القياس - هو مقدار التبخّر. وفي الواقع فإن انتقال الطاقة عبر جوانب الإناء، مضافاً إليه التأثير الدوامي الناتج عن وجود الإناء نفسه في منطقة القياس يجعل من الصعب مساواة النتائج والقياسات بالتبخّر المناظر من أسطح مائية طبيعية مفتوحة، ولذلك فإن معاملاً لتصحيح يعرف بمعامل الإناء يجب أن يدخل في الحساب قبل استخدام هذه النتائج. وهناك أجهزة قياس أكثر تطوراً تعرف باليسيمترات lysimeters (شكل ٣-٦) غير أن هذه الأجهزة تتطلب عناية شديدة في إنشائها وصيانتها إذا أريد لها إعطاء نتائج ذات فائدة. لذلك فإن استخداماتها تكون قاصرة بشكل رئيسي على بعض محطات الأبحاث الزراعية المتخصصة. وتعتمد فكرة اليسيمترات على أساس إزالة جزء من سطح الأرض ثم وضع ما يشبه صندوقاً أو وعاءاً برميلياً كبير الحجم في الحفر الناشئة ثم إعادة التربة إلى هذا الصندوق أو الوعاء مع محاولة المحافظة على حالتها وبنائها الأصلية بقدر الإمكان.





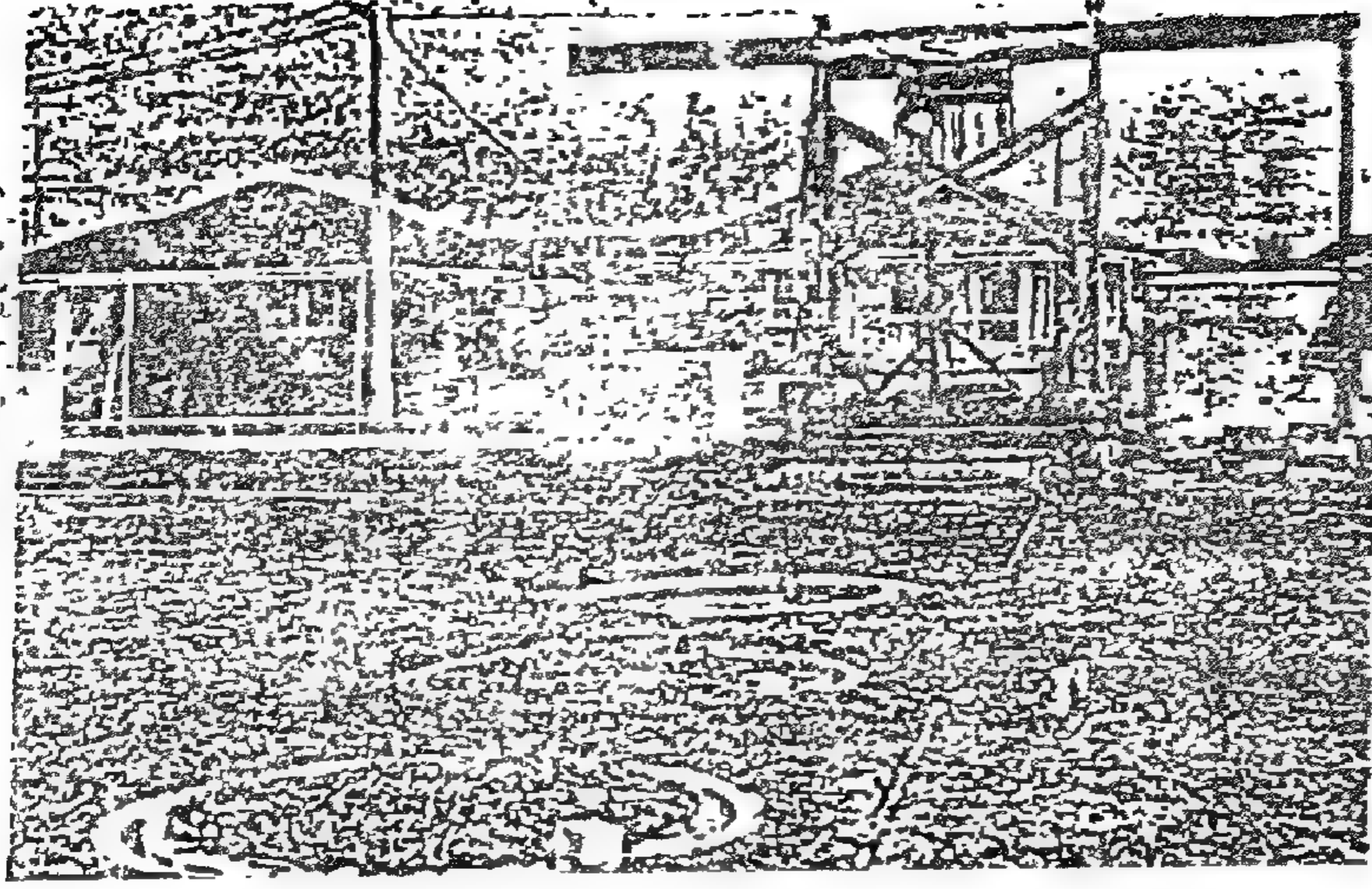
(شكل ٦-٢) بناء التبخر Evaporation pan

ويصمم الليسيمتر بحيث يكون مستقرا فوق جهاز وزن من نوع ما لكي يسجل مقدار التغير في وزنه وبالتالي مقدار التبخر عبر فترة أو فترات زمنية محددة. ونظرا لأنه من الصعب قياس التبخر - النتج بشكل مباشر فإن الشائع هو أن يتم حسابه أو تقديره من العناصر الجوية التي تقاس بشكل أكثر انتظاماً. وهناك العديد من الطرق المستخدمة في هذا الشأن وكلها تقريبا تبدأ بتقدير التبخر - النتج أنقياسي من القياسات الجوية. وبعض هذه الطرق بسيط ويتطلب قياسات درجات حرارة الهواء فقط كمعلومات أساسية لعمل الحسابات، وهذه يمكن أن تستخدم لتقدير المتوسطات الشهرية، والبعض الآخر يكون أكثر تعقيدا، ويحتوي على بيانات الإشعاع الشمسي، وسرعة الرياح ودرجة حرارة الهواء، وكذلك قياسات الرطوبة، ويمكن استخدام هذا النوع في عمل حسابات وتقديرات للمعدلات اليومية. وبمجرد حساب التبخر - النتج القياسي فإن طريقة حساب (موازنة) معينة تتم لحساب مقدار الرطوبة الأرضية وكذلك لربط هذه المحتوى الرطوبي بمقدار الماء الذي يمكن أن يكون متاحا للتبخر - النتج الأعلى.

أما معدل التبخر - النتج الفعلي لمحصول معين فيتم حسابه باستخدام القيمة المقدرة للتبخر - النتج القياسي وباستخدام معامل يعرف بمعامل المحصول حيث يقدر التبخر - النتج الفعلي بحاصل ضربيهما. ويتوقف معامل المحصول على نوع المحصول والصنف، وكذلك على مرحلة النمو. وعادة يقدر هذا المعامل، وبالتالي يقدر التبخر - النتج الفعلي للمحصول، في كل من أربع مراحل لنمو النبات وهي المرحلة الأولية، ومرحلة نمو المحصول ومرحلة نصف موسم النمو والمرحلة المتأخرة للنمو.

ونظرا للندرة النسبية لقياسات التبخر، أو التبخر - النتج، وكذلك نظرا لصعوبة توحيد طرق القياس المختلفة أو ربطها المباشر ببعضها البعض، فإن من الصعب جدا عمل خرائط تبخر الأرض ومع ذلك فإن محاولات عديدة قد جرت في هذا الشأن، ورغم اختلاف النتائج في



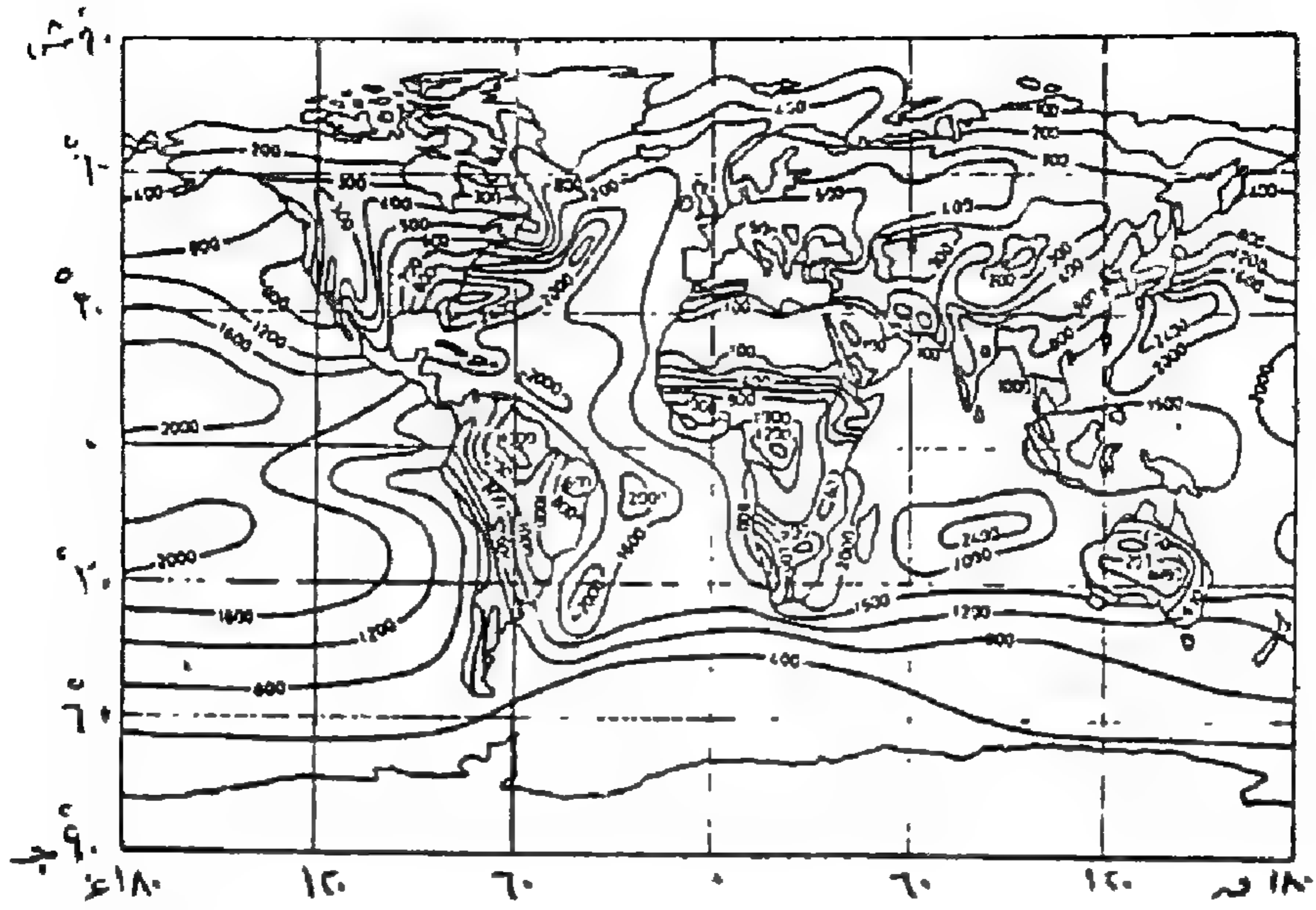


(شكل ٦-٢) أحد الليسيمترات الوزنية Weighing Lysimeter أثناء انزاله إلى موضعه.

تفاصيلها، إلا أن الصورة العامة على مستوى كوكب الأرض تعد مستقرة ومعروفة إلى حد بعيد (شكل ٦-٤). فالمعدلات القصوى للتبخر الفعلى تحدث فوق أسطح المحيطات في المناطق دون المدارية وتتناقص هذه المعدلات بشكل عام مع الاتجاه نحو القطبين. والقيمة المقاسة بالنسبة لسطح الأرض هي أقل من تلك المقاسة للمحيطات. ويلاحظ وجود اختلاف حاد عند مناطق الشواطئ حيث يلاحظ اختلاف قيم خطوط تساوي معدلات التبخر بشدة بين مسطحات اليابس الأرض والماء. ويمكن عن طريق مد القيم المقدرة لأسطح المحيطات (رياضياً) عبر مناطق القارات، الحصول - بشكل تقريبي - على تقدير التبخر - الناتج القياسي للأرض. ويتركز فائدة هذا في أنه يعكس مدى انخفاض كميات التبخر - الناتج الفعلى المقاسة على اليابس والذي يظهر بوضوح فوق لمناطق الصحراوية من الأرض.

### الرطوبة الجوية،

يدخل الماء المتبخر إلى الغلاف الجوى فى شكل جزئيات بخار ماء منفردة ذات طاقة عالية - وهناك عدد ضخم من الطرق التى تستخدم للتعبير عن المحتوى الرطوبى الجوى - الأشياء عن ذلك. وكل واحدة من هذه الطرق يمكن أن تكون أكثر ملائمة فى ظروف خاصة أو من أجل تطبيقات معينة.

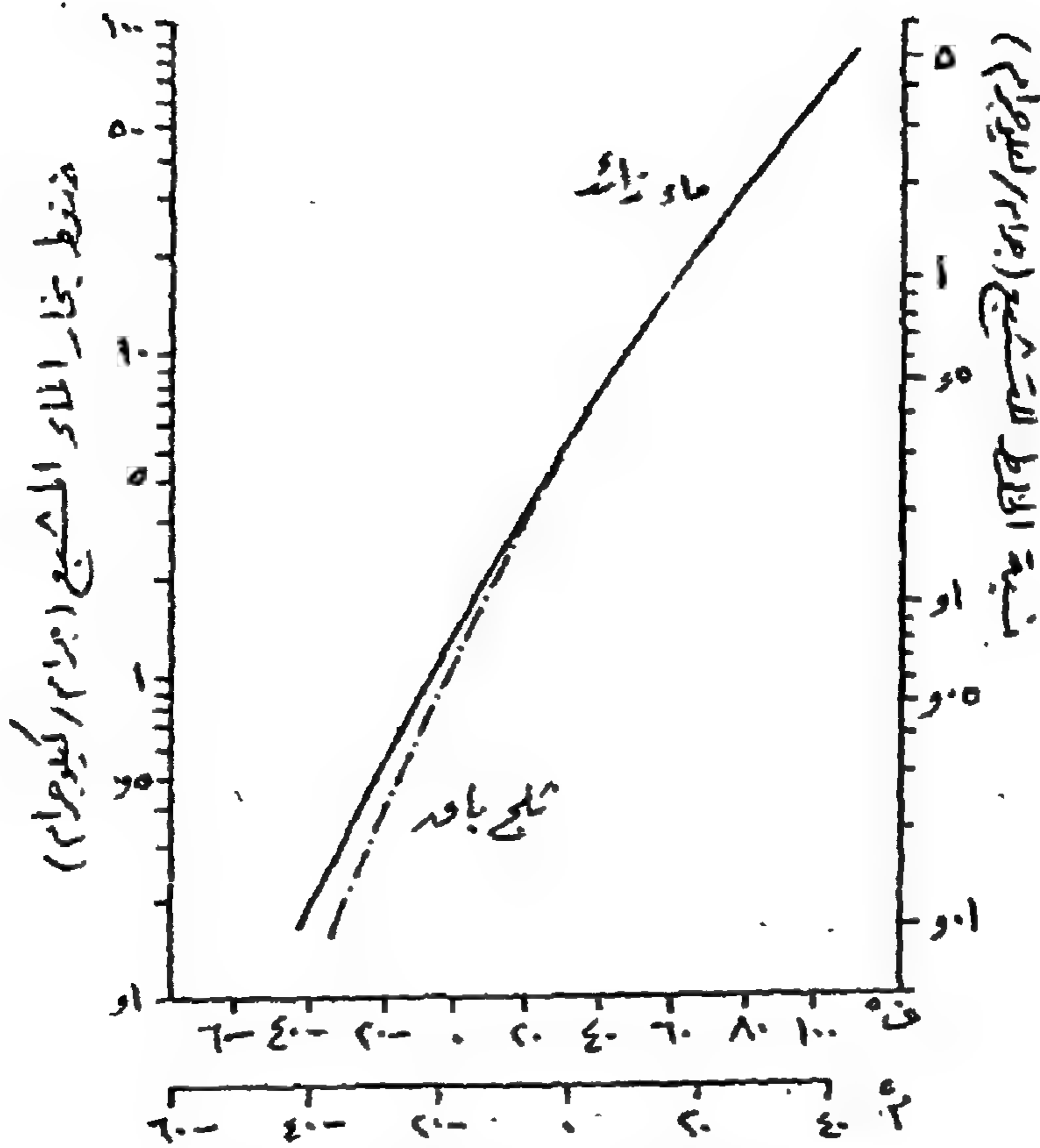


(شكل ٦-٤) توزيع التبخر (مليمتري في العام) على المستوى العام لكوكب الأرض.

وهناك حد أقصى لكمية بخار الماء التي يستطيع الهواء الاحتفاظ بها. ويمثل هذا الحد النقطة التي يصبح عندها الهواء مشبعاً. ويعرف التشبع بشكل عام بأنه المحتوى الأقصى لبخار الماء بالهواء والموجود في حالة اتزان مع سطح مستو من الماء الخالص أو الثلج الموجودين عند نفس درجة حرارة الهواء. وتختلف قيمة التشبع بين نوعي السطحين، فضغط بخار الماء المشبع أقل فوق الثلج منه فوق سطح الماء عند نفس درجة الحرارة وذلك لأن الحرارة الكامنة اللازمة للتحويل من المادة الصلبة إلى البخار هي أكبر من تلك اللازمة للتحويل من سائل إلى بخار. وعند النقطة التي يحدث عندها التشبع فإن تفاعل العدد الكبير من جزيئات بخار الماء عالية الطاقة مع جزيئات الهواء ذات الطاقة الأقل يكفي لجعل جزيئات البخار تتخلص من بعض طاقاتها وأن تتحول إلى قطرات سائلة (أو بلورات صلبة) حيث تعود إلى مستوى الطاقة الأقل وأثناء هذه العملية تنطلق الحرارة الكامنة.

وتتفاوت قيمة التشبع مع اختلاف درجة الحرارة. ولو قدمنا تعبيراً للربطية فإننا نستطيع تحديد هذه العلاقة بشكل كمي. ويمكن التعبير عن كمية البخار عن طريق ضغط بخار الماء، والذي يعرف بأنه القوة بالنسبة لوحدة المساحة التي تخلقها حركة جزيئات البخار إذا ما أخذت بشكل منفصل عن باقي المكونات الغازية للجو. ويمكن اشتقاق العلاقة بين ضغط بخار الماء للتشبع وبين درجة الحرارة من القانون التالي (الديناميكا الحرارية) وتكون العلاقة الناتجة هي ما يعرف بمعادلة كلاوسيوس - كلايرون Clausius-Clapeyron equation.

حيث  $k$  هي الحرارة الكامنة للتبخير، و  $n_2$ ،  $n_1$  الحجم اللويحي (الحجم المشغول بوحدة الكتلة) للماء في صورتيه: البخارية (بخار الماء)، والسائلة على الترتيب. وعادة ملتهمل قيمة  $n_1$  مقارنة بـ  $n_2$  ويزداد ضغط بخار الماء للتشبع بشكل لوغاريتمي تقريباً مع درجة الحرارة (شكل ٥-٦). وحيث أن  $\alpha$  يختلف بين سطحي الماء السائل والصلب فإنه عند درجات الحرارة الأقل من درجة التجمد يتوقف ضغط بخار الماء للتشبع على ما إذا كان التكاثف يحدث في شكل قطرات ماء سائلة أو بلورات ثلجية.



(شكل ٥-٦) ضغط بخار الماء، المتجمد كدالة لدرجة الحرارة.

### تقدير المحتوى الرطوبي الجوي

حتى الآن فإن التعبير عن المحتوى الرطوبي للجوي يتم باستخدام ضغط بخار الماء وسنعرض فيما يلي بعضاً من طرق التعبير البديلة الأخرى.

**الرطوبة النوعية:** أو بالأحرى نسبة خلط بخار الماء وهي النسبة بين كتلة بخار الماء



وكتلة الهواء الجاف في حجم معين، ويعبر عنها بالجرامات لكل كيلو جرام. وتستخدم نسبة الخلط للتشبع في كثير من الأحيان، حيث أنها تماثل بصورة مباشرة ضغط بخار الماء للتشبع.

الرطوبة النسبية The relative humidity : وهذه - بالنسبة للماء - هي النسبة بين نسبة الخلط الفعلية ونسبة الخلط عند التشبع ويعبر عنها عادة كنسبة مئوية كالآتي:

$$\text{الرطوبة النسبية} = \frac{\text{نسبة الخلط الفعلية}}{\text{نسبة الخلط للتشبع}} \times 100$$

وتعتمد الرطوبة النسبية لجسم من الهواء على درجة حرارته، حيث أن نسبة الخلط للتشبع تعتمد (وظيفية) على درجة الحرارة. وعلى هذا فقيمة الرطوبة النسبية تتغير مع تغير درجة الحرارة دون تغير المحتوى الرطوبي. فقد تدخفض الرطوبة النسبية بما يصل إلى ٥٠٪ بين فترتي الصباح والظهيرة - على سبيل المثال - كنتيجة لارتفاع درجة الحرارة في وقت الظهر.

درجة حرارة نقطة الندى The dew point temperature : وهذه تعرف بأنها درجة الحرارة التي يمكن عندها لجسم من الهواء أن يصبح مشبعاً لو أنه قد برد دون حدوث تغير في الضغط أو المحتوى الرطوبي، وحيث أن هناك علاقة وحيدة بين التشبع ودرجة الحرارة فإن درجة حرارة نقطة الندى تكون لها أيضاً قيمة وحيدة لأيّة كتلة من الهواء، ويجب التركيز هنا على أنه رغم أن نقطة الندى هي درجة حرارة إلا أن قيمتها الأساسية في الواقع تتمثل في كونها مؤشراً (أو مقياساً) للرطوبة.

#### قياس المحتوى الرطوبي الجوي

صممت أنواع عديدة من الأجهزة من أجل قياس الرطوبة، وسنناقش هنا فقط تلك الأنواع شائعة الاستخدام في وقتنا الحاضر. وأول هذه الأجهزة هو هيجرومتر نقطة الندى أو (خلية الندى dew cell) والذي يقيس نقطة الندى مباشرة، وفي هذه الطريقة يتم تبريد سطح عاكس (كمראה) كهربائياً، حتى يتكون عليه الندى وبمجرد تكثف الندى تقوم وحدة كهروضوئية باستشعار مقدار التغير في انعكاسية السطح العاكس وتقوم بذلك بتحويل دائرة التبريد إلى دائرة تسخين وتستمر وحدة التسخين في العمل حتى يتم تبخر الندى وعندئذ تبدأ دورة التبريد من جديد، وتستمر الدورات حتى يتم الوصول إلى درجة حرارة ثابتة وهي الحرارة التي تمثل نقطة الندى للهواء فوق سطح المראה. ويوضح شكل (٦-٦) نوعاً آخر من الهيجرومترات التي تقوم بقياس الرطوبة النسبية مباشرة.

ويمثل السيكرومتر Psychrometer (موضح بشكل ١٨-٣ أ،) نوعاً آخر أقل تطوراً من هذه الأجهزة وهو يتكون من اثنين من الترمومترات أحدهما يعرف بالترمومتر الجاف dry bulb

وهو ترمومتر عادي، أما الثاني والذي عرف بالترمومتر الرطب the wet bulb فهو يقيم حفظ خزان الزئبق الخاص به مبللاً عن طريق حنفية في فتيلة wick مبللة متصلة بخزان به ماء. يتبخر الماء من حول الخزان المبلل فتتمص الطاقة اللازمة لهذا التبخر من الخزان نفسه. وبذلك تنخفض درجة حرارته. وتتوقف كمية التبريد على معدل التبخر وبالتالي على رطوبة الهواء. ولو كان تدفق الماء إلى الخزان منتظماً باستمرار بما لا يسمح بغير الخزان بالماء أو بجفافه فإن درجة الحرارة ستستقر وتصبح ثابتة. وتحسب كمية الرطوبة بعد ذلك من قراءة الترمومتر الجاف، أي درجة حرارة الهواء والفرق بين درجتى حرارة الترمومتريين الجاف والرطب ويسمى بانخفاض الترمومتر المبلل. ويلاحظ هنا أن درجة حرارة الترمومتر المبلل ليست هي نفسها درجة حرارة نقطة الندى، حيث يحدث التساوى فقط حينما يكون الهواء مشبعاً.



(شكل ٦-٦) جهاز لقياس الرطوبة والمخسوس Sensor في هذا الجهاز يشبه ذلك المستخدم في قياسات الرطوبة بأجهزة الراديو سوند.

واللحصول على قياسات دقيقة للرطوبة يمكن الإعتماد عليها باستخدام السيكرومتر فإنه من الضروري التأكد من وجود قدر من التدفق الهوائى يمر بكل من الترمومتريين واللذين يثبتان بحيث يكونان متوازيين وبعيدين عن بعضهما بسلليمترات قليلة. ويتحقق هذا التدفق الهوائى أما عن طريق وضع الجهاز في أنبوبة وسحب الهواء عبرها، فيما يعرف بالسيكرومتر الهوائى، أو عن طريق إنذارته يدوياً في الهواء. وتقاس الرطوبة في الهواء الحر عن طريق أجهزة الراديو سوند وكذلك الأقمار الاصطناعية. وتستخدم أجهزة الراديو سوند هيجماترات المقاومة وهي أجهزة تعتمد على خصيصة بعض المواد كالساج في امتلاكها لمقاومة كهربية تختلف

بإختلاف الرطوبة النسبية، ورغم أن الرطوبة النسبية. ورغم أن الرطوبة النسبية تقاس بهذه الطريقة بشكل مباشر إلا أن أجهزة الراديو سوند تقوم بقياس درجات الحرارة كذلك مما يجعل من الممكن حساب أنواع الرطوبة الأخرى. وهذه الأجهزة سهلة التصنيع وقليلة التكاليف نوعاً إلا أن نتائجها نادراً ما تكون شافية بأكثر من 1-2%، ولذا يزداد الاعتماد على قياسات الرطوبة المقطرة بالأتمار الاصطناعية، وبمستخدم الأشعاع الخافض في مجموعة من قنوات الأشعة تحت الحمراء وأشعة الميكرويف من أجل تحديد أنقطاع الرطوبة. وبما تستخدم قياسات درجات الحرارة الأخرى بشكل متزامن عن طريق قياسات الأشعاع في قنوات أخرى فإنه يمكن تقدير المحتوى الرطوبي للهواء عند تلك الارتفاعات المختلفة من الغلاف الجوى.

### التوزيع الجغرافى لبيخار الماء والرطوبة

ورغم أن الرطوبة الجوية تتلصق أساساً من البخار الممتد إلا أن توزيعها المكاني لا يمكن تقديره من المعلومات الهندسية بنوع مصادر التبخر وحدها حيث أن الإختلاط الأتقى والرأس يحدث بشكل مستمر وفي جميع الاتجاهات. ومع ذلك فإن معرفة التوزيع المكاني للتساقط بعد أمراً حيوياً لهم ديناميات نظام المناخ وكذلك أمكان تحليلها رياضياً. كما أن هذه المعرفة تمكننا - بواسطة الأقمار - من ترميز عمليات تكرير التساقط لمحتوى الجو من بخار الماء (الرطوبة المطلقة) ويحسب عند جودته أنه من المحتمل أن يكون محتوى الجو من بخار الماء الكلى في عمود من الجو واقع فوق نقطة ما من سطح الأرض. في الغلاف الجوى.

ويمكن تقدير الرطوبة المطلقة بشكل مباشر من قطاعات الرطوبة المقطرة بأجهزة الراديو سوند أو بواسطة الأقمار الاصطناعية. كما يمكن تقديرها كذلك من القياسات الأرضية بحدها وذلك لأن المزيد الأشعة من البخار يتركز وجوده في الطبقات السفلى من الغلاف الجوى، قريباً من مسطحه. ويمكن توزيع الرطوبة المطلقة بحيث أنه عند أى وقت يكون هناك قدر كبير من الرطوبة بالجو (تتراوح 6-7). ويكون هذا صحيحاً حتى بالنسبة للمناطق الصحراوية. ورغم أنه من الممكن رسم هذه الخريطة إلى الخريطة التى تعطى مجال الرياح للتعبير عن تدفق الرطوبة فوق مسطحه، إلا أنه من الواضح أن توزيع السحب والتساقط يرتفق على عوامل أكثر كثيراً من مجرد توفير الرطوبة. وهناك ميكانيكيات معينة مطلوبة لتحويل بخار الماء الجوى إلى الصورة المائنة أو السائلة. تكون السحاب ولكن يحدث تساقط لهذه الرطوبة في شكل أمطار أو غيره، كما أن هناك

وتلعب إشعاع الهواء والحرارة دوراً هاماً في تحديد الرطوبة النسبية. ويتوقف نوع السحب الناتجة على مقدار الرطوبة في الجو. وتكون السحب منخفضة عندما تكون الرطوبة منخفضة. ولذا فقبل أن تبدأ السحب بالارتفاع وتكون السحب العالية عندما تكون الرطوبة عالية. مرض الأنواع الرئيسية لتلك





(شكل ٦-٢) توزيع المحتوى الجوي من بخار الماء بالمليمتر.

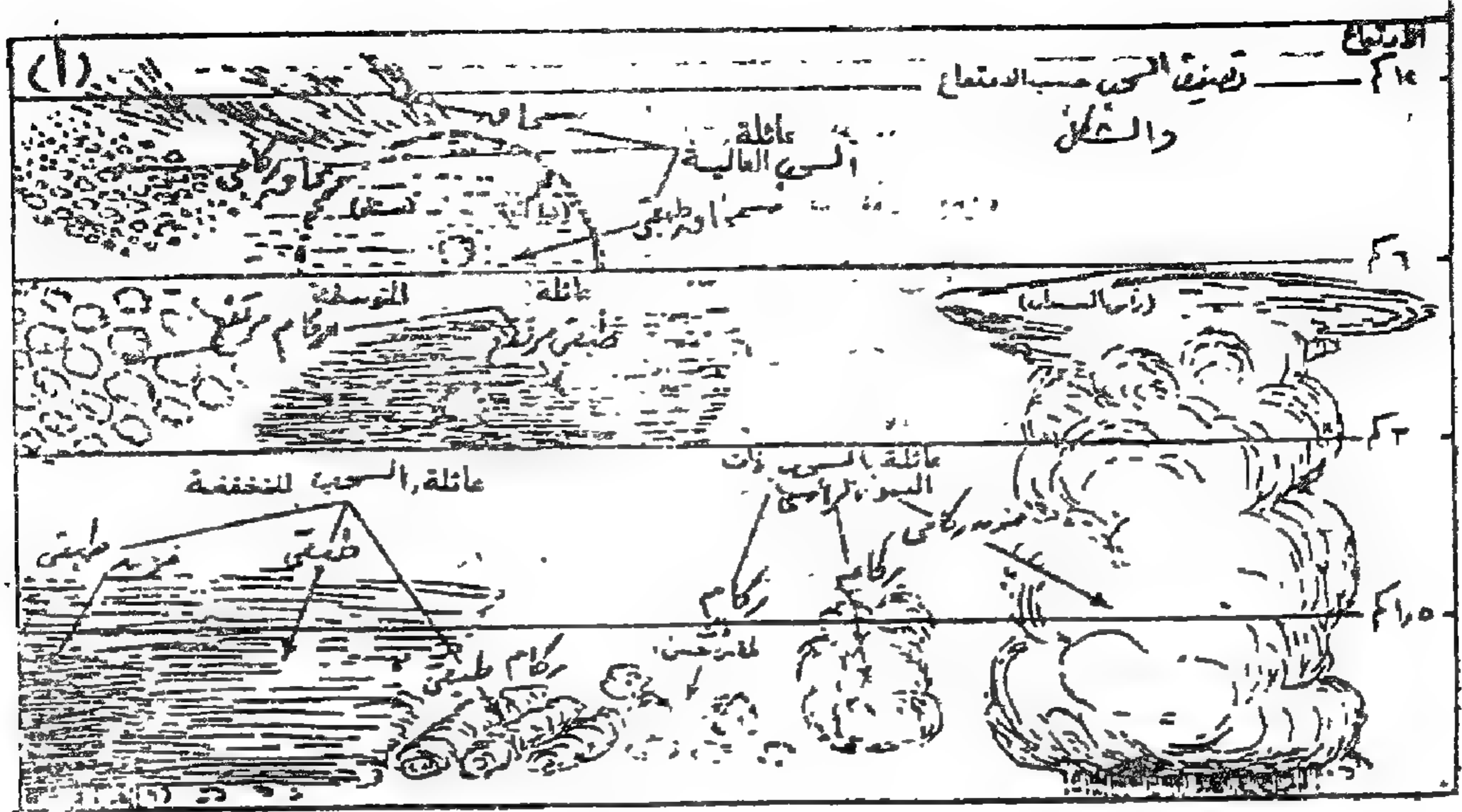
جدول (٦-١)، أنواع السحب وطرق تكوينها

العملية	نوع السحب السائدة
أ- بدون تبريد اختلاط كتل الهواء	ركام طبقي Strato - Cumulus (Sc)
ب- تبريد بدون حركة رأسية تبريد إشعاعي	ضباب إشعاعي ضباب حمل
تبريد عن طريق الحمل الأفقي	
ج- تبريد مع حركات رأسية رفع تضاريسي (أوروجرافي)	طبقي Stratus (St)
	طبقي متوسط الارتفاع Altostratus (As)
	كل الأنواع
ارتفاع جبهى	سمحاق Cirrus (Ci)
تيار هوائى محشد	طبقي Stratus (St)
	طبقي متوسط الارتفاع Altostratus (As)
تيارات الحمل	ركامى Cumulus (Cu)
	مزن ركامى Cumulonimbus (Cb)

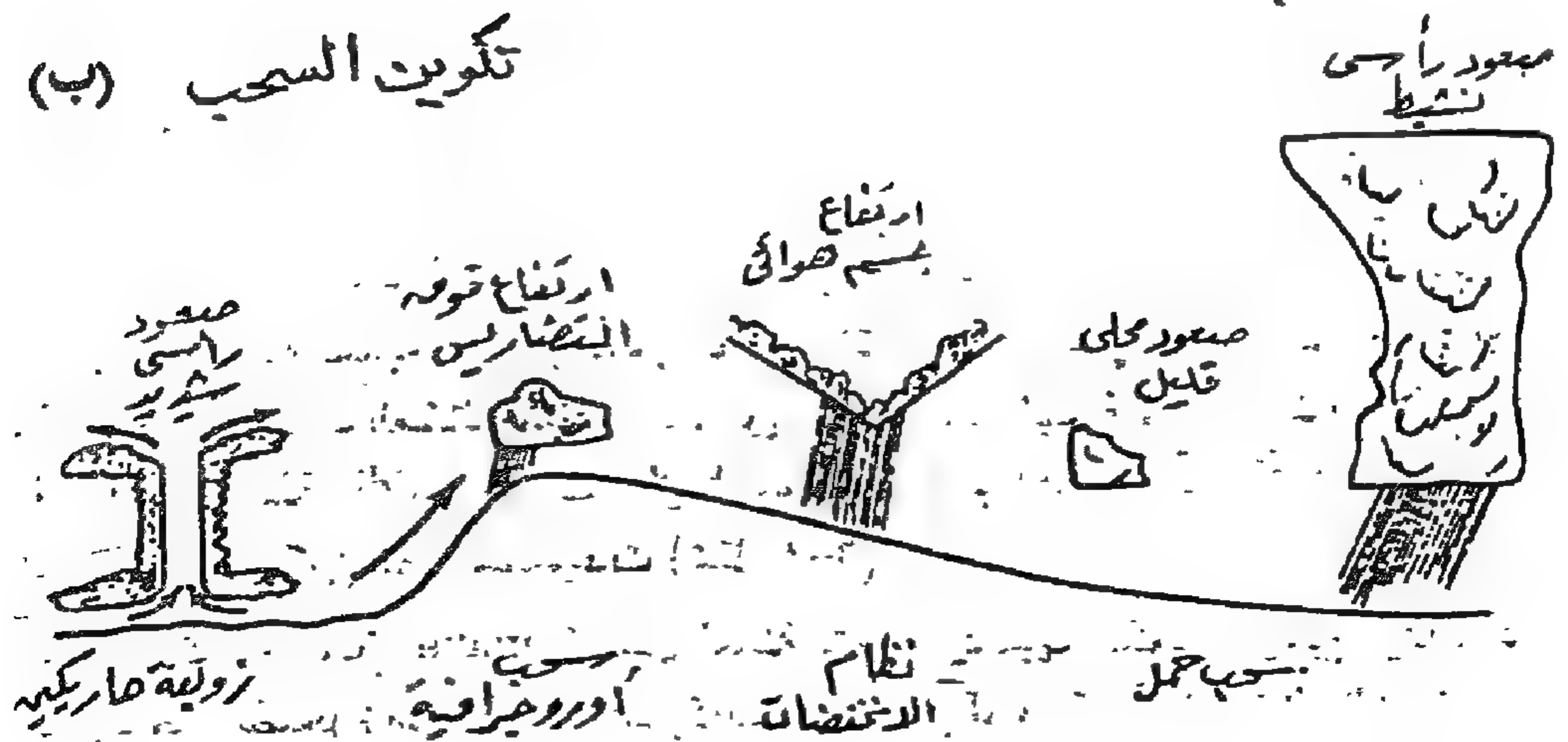
أنواع السحب

ترجع أولى المحاولات المنتظمة لتقسيم السحب إلى لوك هوارد (Luke Howard ١٧٧٢ - ١٨٦٤) - ورغم أن هذه المحاولات قد تعرضت لتغيرات عديدة إلا أن الأسماء التي ابتكرها - فى وقت كان الشائع فيه تسمية الظواهر العلمية بأسماء لاتينية - قد أبقي عليها. وتندرج الأنواع اللانهائية من أشكال السحب المختلفة تحت واحد من أربعة أقسام رئيسية أو عائلات، families منخفضة Low، ومتوسطة middle، مرتفعة high، وممتدة رأسياً vertically extended. وهى أقسام تتداخل بدورها لتكون تحت مجموعات (شكل ٦-٨).

فالسحب الركامية Cumulus (Cu) تمثل العائلة التي يسود فيها التكوين الرأسى. وهذه قد تتراوح بين السحب الصغيرة البيضاء هشة التركيب الخفيفة أو الرهيفة fluffy، كتلك التي نراها بعد ظهيرة أيام الصيف (شكل ٦-٩ أ)، إلى السحب السوداء المخيفة والرعدية، Cumulo-nimbus (Cb) والتي تعرف بالمزن الركامى (شكل ٦-٩ ب). ويعنى اللفظ "Nimbus"



## تكوين السحب (ب)



(شكل ٦-٨) (أ) أنواع السحب الرئيسية وارتفاعها (ب) عمليات تكون السحب الرئيسية

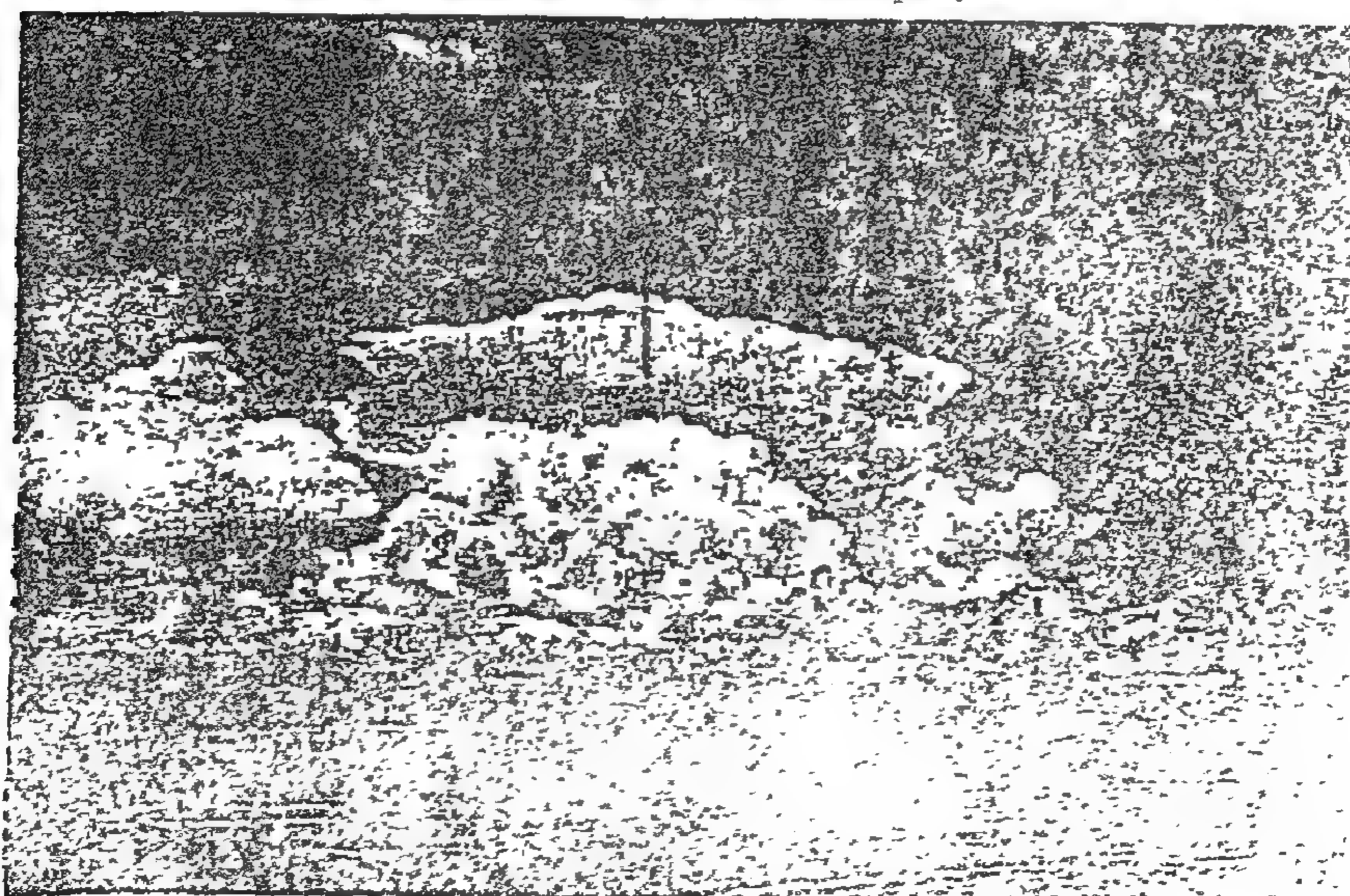




(أ)



(ب)



(ج)

(شكل ٦-٤١)

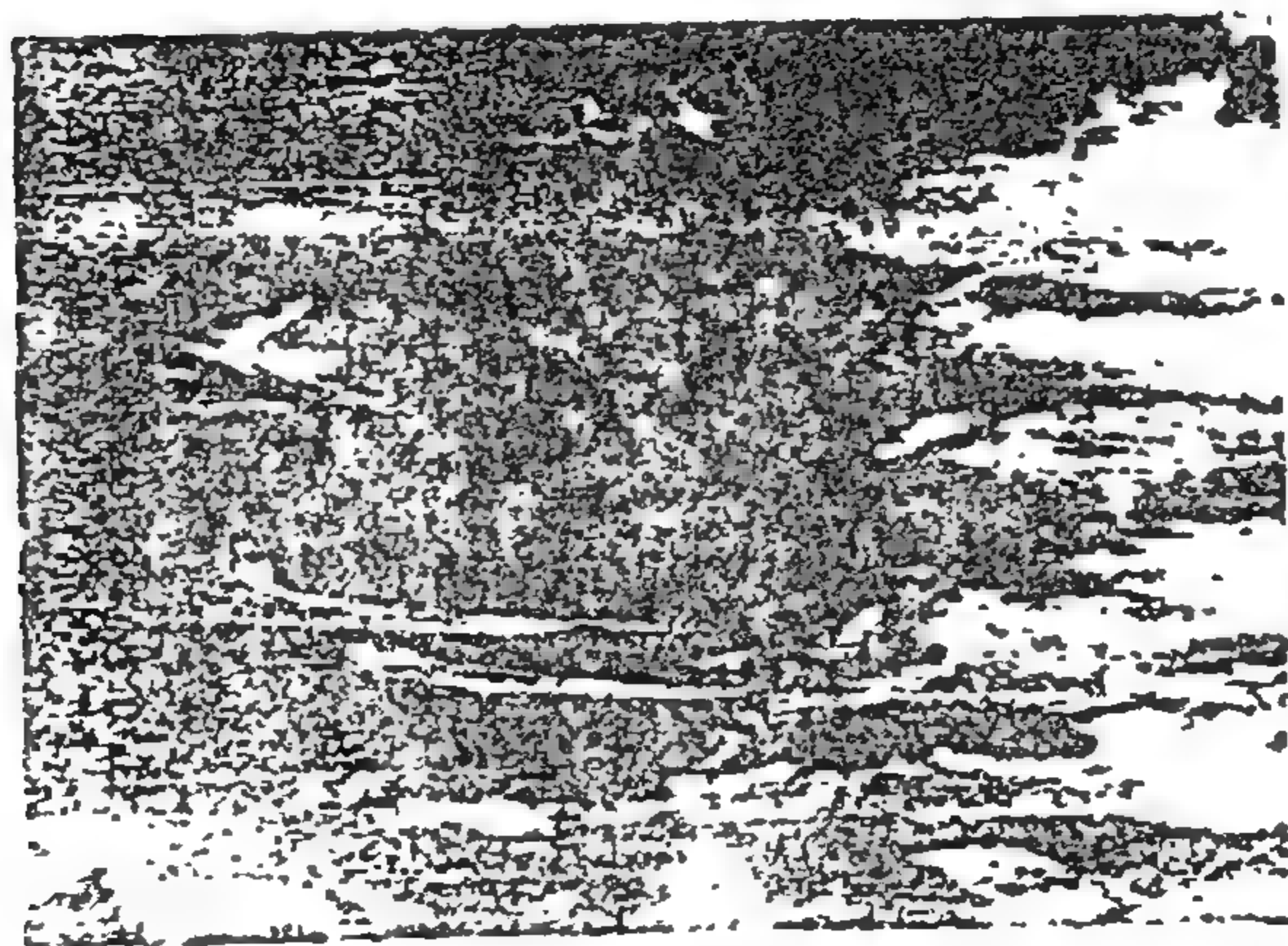
(أ) سحب ركامية راسية Cumulus (Cu)

(ب) سحب المزن الركامي Cumulonimbus





(ج)



(ج)

(شكل رقم ٦٠٩١) (ج) سحب السمحاق (Cirrus (Ci)





(د)



(هـ)

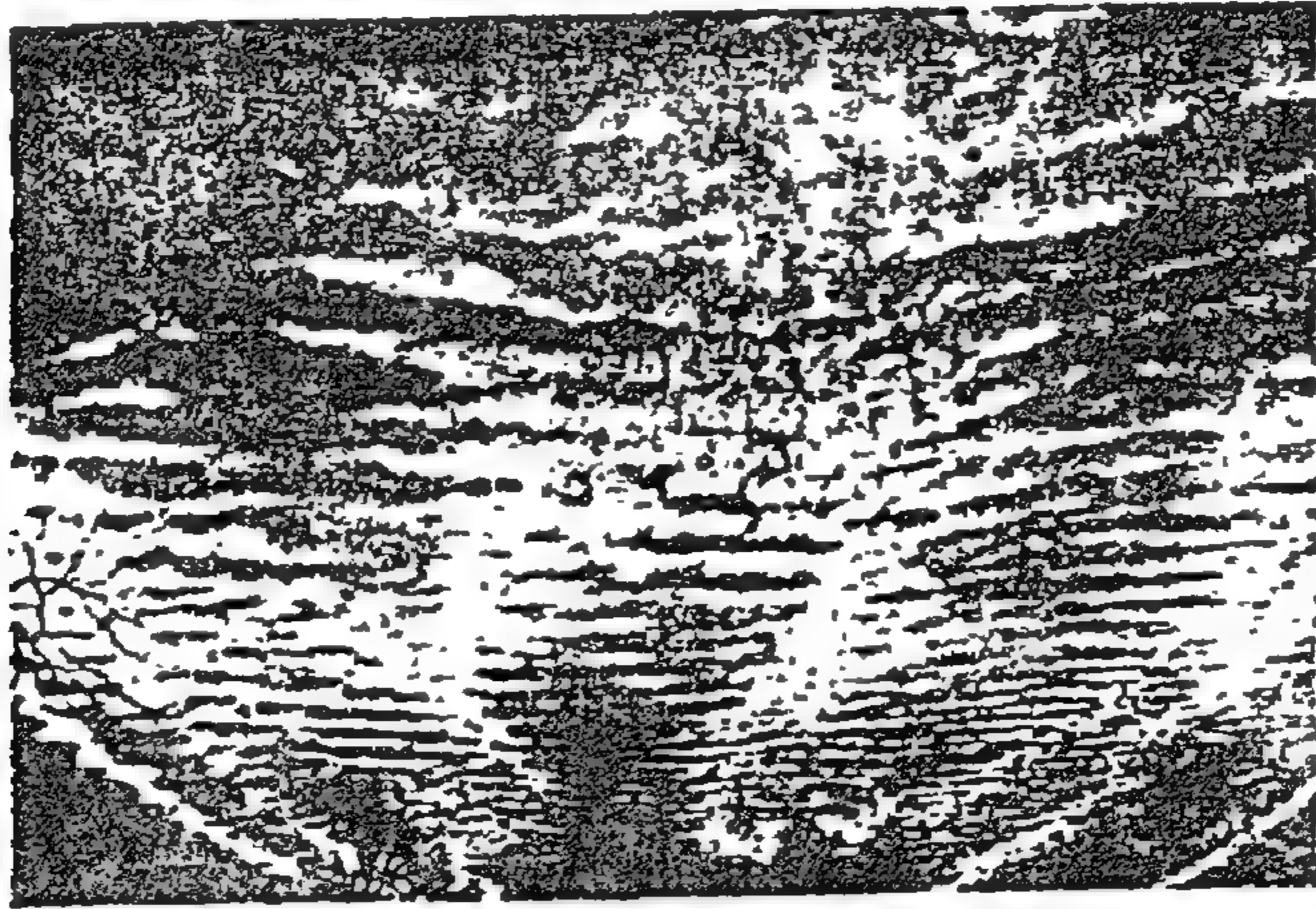
(شكل رقم ٩-٦) (د) السحب الطبقيّة Stratus (St)، (هـ) الركام الطبقيّ

Stratocumulus (Sc)





(9)



(شكل رقم ٩-٦)، صور تمثل (٩) الركام المتوسط Altocumulus (Ac) فوق سحب منخفضة المستوى السحب التي تتلج عنها الأمطار أو الثلوج، وعادة ما يشير إلى مجموعة السحب المكتملة التكوين تماماً من عائلة معينة، مثل Nimbostratus (Ns) أو المزن الطبقي. أما السحب الطبقي والتي يسود فيها الامتداد (النمو) الأفقي فتندرج إلى عائلات ثلاثية يميز شكلها التمييز إلى ارتفاعها واختلاف درجة الحرارة. وأما السحب العميقة بالعمق (Ci) فهي سحب عالية قد يزيد ارتفاعها عن ٦ كيلومترات وأشير أفراسها السحابي بالتي Cirrostratus وكذلك



السمحاق الركامى Cirrocumulus. والسحب من نوع السمحاق Cirrus تكون عموماً سحباً خفيفة، حريرية أو ريشية المظهر شفافة نوعاً وبيضاء اللون ولا ترمى ظلاً، وغالباً ما تكون حزمية الشكل نظراً لتكوينها من بلورات ثلجية (شكل ٩-٦ ج). أما أكثر السحب الطبقيّة انخفاضاً، هي التي تعرف باسم Stratus (St) فتتكون من قطرات مائية سائلة، وهي التي تعطى حالات الغيم القاتم، والتي كثيراً ما يصبحها تساقط رذاذيّ خفيف (شكل: ٩-٦ د). أما نوع السحب الطبقيّة الرأسية Stratocumulus (Sc) (شكل: ٩-٦ هـ)، فهذه يكون لها شكل خليويّ مميز. ويظهر النقطيّ alto (من الكلمة اللاتينية Altus، بمعنى مرتفع) مرتبطاً بعائلة أخرى. فالسحب من نوع Altocumulus (As) تكون مماثلة للسحب من نوع Stratus إلا أنها تكون أقل كثافة، وأقل قابلية لأن ينتج عنها تساقط، ومثل هذا النوع من السحب يكون عادة مكوناً من قطرات ماء شديدة البرودة supercooled water ذات درجة حرارة تحت الصفر المئوي، بينما النوع Altocumulus (Ac) هو نوع عمودي ذو تكوين رأسي كبير، إلا أن قاعدته تكون عالية لدرجة تكفي لجعل تكوينها الأساسي ماءً فوق مبرد أيضاً (شكل: ٩-٦ و). وأخيراً فمن المناسب ونحن بصدد العمليات المكونة للسحب أن نذكر الضباب Fog باعتباره سحابة عند مستوى سطح الأرض أو قريباً منه.

#### عمليات تكوين السحاب

في دراستنا للعمليات التي تؤدي إلى تكوين السحاب سنتبع الترتيب المحدد في جدول (١-٦) بادئين بالعملية الوحيدة التي يمكن أن يتكون منها سحاب دون أن يحدث تبريد للهواء وهي اختلاط الكتل الهوائية. ففي بعض الأحوال وعندما تلتقي كتلتان من الهواء لهما درجتا حرارة مختلفتان، ومحتويان رطوبتيان مختلفتان كذلك فإنهما تختلطان معاً، ونظراً للعلاقة غير الخطية بين ضغط البخار المشبع ودرجة الحرارة (شكل: ٥-٦) فإن الخليط قد يكون مشبعاً بالنسبة لدرجة الحرارة الجديدة، رغم أن أيّاً من الكتلتين الهوائيتين لم تكن مشبعة أصلاً. ويحدد نوع السحب المكونة في هذه الحالة على درجة الاختلاط، والذي في الغالب يؤدي هذه العملية إلى تكوين سحب من النوع الطبقيّ الرأسية Stratocumulus. ومن النادر أن نرى هذه العملية في صورتها الخالصة، حيث أن تقارب تيارات الهواء من شأنه أن يؤدي إلى حدوث حركات رأسية لأعلى أو ارتفاع جبهي (تيارات جبهيّة صاعدة) واسعة النطاق مما قد يطغى على عملية الاختلاط ومع هذا فإن الحرارة الكامنة المتحررة أثناء الاختلاط تمثل في كثير من الأحيان مصدراً هاماً للطاقة لاستمرار الحركة.

وتعتمد ميكانيكية التبريد الإشعاعي للكائنات بشكل مباشر على تبادلات الإشعاع عند السطح. وعندما يكون صافي الإشعاع سالباً، لأسبما في ليلة صيفية مائدة فإن الهواء الملامس للسطح يتعرض للتبريد، ولو كان هناك قدر كاف من درجة حرارة الرطوبة في الهواء أو كان التبريد كافياً فإن الهواء سينبرد إلى درجة أقل من درجة حرارة نقطة الندى وينشأ عن هذا الضباب الأرضي والذي يسمى عادة بالضباب الإشعاعي Radiation Fog. ويبدأ هذا النوع من الضباب

فى التكوين قريباً جداً من سطح الأرض بعد منتصف الليل بساعة أو ساعتين وتزداد كثافته تدريجياً وكذلك عمقه مع تقدم الليل. وبعد شروق الشمس بقليل يصبح صافى الاشعاع موجباً ويبدأ تسخين الهواء وهذا يؤدي إلى تبخير قطرات الماء السائلة المكونة لهذا الضباب وعودتها ثانية إلى الهواء.

وترتبط إحدى الميكانيكيات الأخرى للتبريد والتي تؤدي إلى تكوين الضباب بالحركة الأفقية للهواء (الحمل الأفقى) (\*). فإذا بدأ تيار هوائى دافئ فى المرور عبر سطح أكثر برودة فإن الهواد نفسه يعدل من درجة حرارته بسرعة بما يتلاءم مع درجة حرارة السطح الجديد. وهذا أيضاً، إذا توفر قدر كاف من التبريد أو قدر كاف من الهواء الرطب فإن الضباب يتكون، وهذا الضباب المتكون بالحمل الأفقى Advection Fog يظل موجوداً طالما استمر سريان تيار الهواء الرطب فوق السطح الأكثر برودة.

ورغم أن ميكانيكيات التبريد هذه قد تكون مهمة محلياً إلا أن الميكانيكيات الأكثر شيوعاً بكثير فى عمليات تكوين السحب ترتبط بالحركات الرأسية فى الجو. ولفهم هذا فإنه ينبغي أولاً أن نبحث النتائج المترتبة على حركة الهواء الرأسية إلى أعلى.

### الحركة الرأسية فى الجو

لإيضاح المفاهيم المرتبطة بالحركات الرأسية فإننا نأخذ فى الحسبان جسماً من الهواء، ورغم أن حجم هذا الجسم قد يتفاوت، إلا أن من المفيد فى البداية أن نتصوره كحجم مماثل لإحدى السحب الصغيرة الركامية الرأسية Cumulus. ونفترض أن الحركة الرأسية لهذا الحجم من الهواء تكتم بسرعة كافية لعدم حدوث تبادلات طاقة مع الجو المحيط بها وهو افتراض مقبول عملياً. وتعرف مثل هذه العملية بعملية أديباتيكية (ذاتية) Adiabatic. وفى هذه الحالة ومع ارتفاع هذا الجسم من الهواء خلال الجو ينخفض ضغطه، وكذلك الضغط الخاص بالمنطقة المحيطة به، وبذلك يتمدد حجمه ويبرد. ويكون العكس أيضاً صحيحاً، فعند حدوث هبوط لجسم الهواء هذا تحت ظروف أديباتيكية سترتفع درجة حرارته مع انكماشه. وفى الحالة الأديباتيكية (عدم حدوث تبادل حرارى) تكون كمية الحرارة المضافة صفراً. وتكون الزيادة فى الطاقة الداخلية متناسبة مع التغير فى درجة الحرارة فى هذا الجسم من الهواء، بينما يتمثل العمل المبذول فى المجهود اللازم لهذا الجسم من الهواء لكى يتمدد ضد تأثير الضغط الخارجى، أى أن معدل تغير درجة الحرارة مع الارتفاع له قيمة ثابتة، ويعرف معدل تغير درجة الحرارة هذا مع الارتفاع باسم معدل التغير (الانخفاض) الأديباتيكي الجاف (\*\*). Dry Adiabatic Lapse Rate وهو معدل ثابت، ولو كان الهواء مشبعاً عند حدوث الارتفاع فإن هذا المعدل يجب أن يتم تعديله

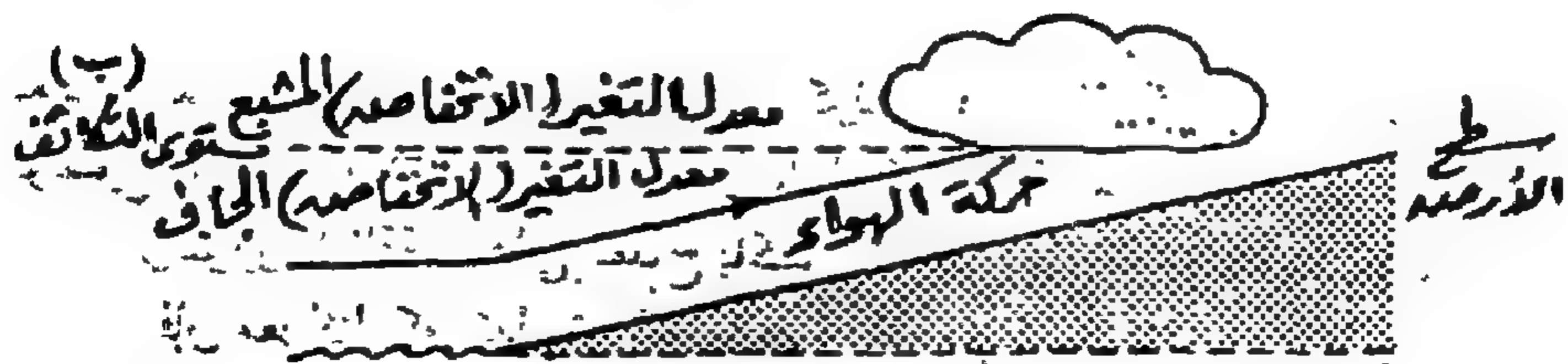
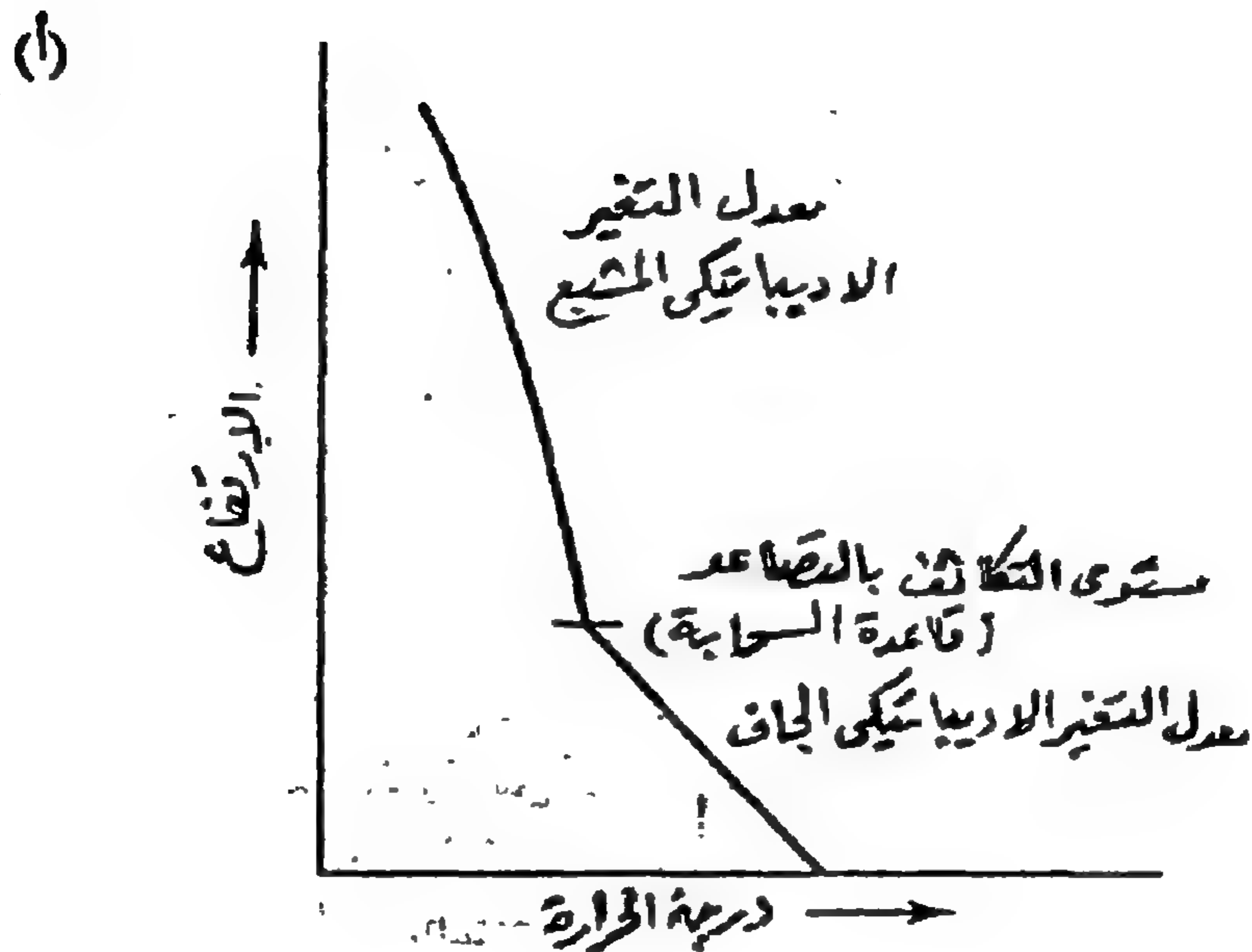
(\*) الحمل الأفقى Advection وتعنى العملية التى تتكفل بواسطتها خصيصة معينة لكتلة هوائية ما عن طريق الحركة - عادة فى الاتجاه الأفقى.

(\*\*) Dry Adiabatic Lapse Rate: معدل انخفاض درجة الحرارة مع الارتفاع عند زمن ومكان معينين. أى أن التدرج السالب فى درجة الحرارة يقابله تغير موجب.



من أجل التصحيح للحرارة الكاملة المطلقة أثناء التكاثف ويتغير معدل التغير الأديباتيكي المشبع تغيراً قليلاً مع الارتفاع.

وعد ما يبدأ جسم هوائي، - أو كتلة هوائية - في الارتفاع في الجو فإنه يحتوي على بعض الرطوبة، غير أنه لا يكون مشبعاً. وعلى هذا فإنه يبرد في البداية (شكل ١٠-٦). وفي



(شكل ١٠-٦)

يناميكية الحرارة (أ) اختلاف درجة الحرارة مع الارتفاع، (ب) صعود الجسم الهوائي فوق أرض مرتفعة.

النهاية يصل إلى درجة حرارة نقطة الندى، ويبدأ التكاثف. ويمثل هذا مستوى التكاثف بالصعود، ويكون عند مستوى قاعدة السحابة. ويصحب استمرار الصعود انخفاض في وجود الحرارة بمعدل التغير الأديباتيكي المشبع saturated adiabtic lapse rate. وهكذا فإن حساب إرتفاع مستوى التكاثف بالتصاعد هو أمر ممكن وبسيط، على شرط أن يؤخذ في الحسبان أن هناك معدلاً للتغير في درجة حرارة نقطة الندى ينشأ عن تأثير تناقص الضغط على عملية التكاثف.

وهناك عدد من الأساليب التي تؤدي إلى صعود جسم من الهواء إلى أعلى. فإذا كانت طبوغرافية سطح الأرض موجبة بحيث تفرض مثل هذا الارتفاع للهواء فإن هذا النوع من الصعود (الرفع) يعرف باسم الرفع الأوروجرافي (التضاريسي) Orographic Uplift وتحدد زاوية ميل السطح بشدة حجم الهواء الذي يتم رفعه، وكذلك نوع السحب التي تنشأ، فالهواء المتدفق فوق سهول ساحلية متدرجة الارتفاع - على سبيل المثال - سيرتفع ببطء رفعاً كلياً مؤدياً بذلك إلى تكوين سحب سُبِّيَّة. أما إذا صادف الهواء عائقاً أكبر، كجبل على سبيل المثال، فإنه قد يضطر إلى الصعود بشكل حاد، ولو كان هناك تسخين سطحي إضافي فإن سحباً ركامية، رأسية التكوين قد تتكون.

أما الصعود (الرفع) الجبهي F- tal Uplift فيحدث عندما تلتقي كتلتان من الهواء مختلفتان في درجة الحرارة. وعلى الرغم من أن بعض الخلط قد يحدث - كما سبق أن ذكرنا - إلا أنه من الشائع أن كتلة الهواء الأعلى حرارة - والتي غالباً ما تكون رطبة - تعلق الكتلة الأبرد، وهذا يجعلها تصعد إلى أعلى وبالتالي تكون سحباً. أما الرفع الناتج عن الاندماج بين تيارين للهواء فكثيراً ما ينشأ عنه ارتفاع على نطاق واسع. ومثل هذا الصعود يرتبط بحدوث انخفاضات جوية Depressions في مناطق العروض الوسطى. وتنشأ التحركات الرأسية التي تؤدي إلى التبريد بطرق أكثر تلقائية، من خلال تيارات الحمل Convection. وهذه العملية والتي تؤدي إلى تكوين سحب ركامية التكوين (رأسية) هي عملية ناشئة عن وجود حالة من عدم الاستقرار الهيدروستاتيكي (\*) Hydrostatic Instability للجو.

### السحب والمناخ

تلعب السحب دورين مناخيين إضافة إلى كونها مصدر للتساقط. فهي نفسها تمثل جزءاً مرتباً بوضوح من ملامح المناخ كما أنها تؤثر بشكل كبير على التدفقات الإشعاعية المحلية فتؤثر بالتالي - عبر توازن الطاقة - على المناخ بأكمله. ورغم السهولة الظاهرية لقياسات وعمليات رصد السحب فإن معرفتنا بكمياتها وتوزيعاتها حول الأرض ليست كاملة، فتحليل وتفسير كل من

(\*) حالة عدم الاستقرار الهيدروستاتيكي hydrostatic inslability: عدد حدوث حركات (تيارات) هوائية رأسية مؤثرة في الجو تسود أحوال من عدم الاستقرار نتيجة عدم التوازن بين قوة الضغط الرأسية وقوة الجاذبية الأرضية. ويحدث الاستقرار الهيدروستاتيكي للجو عندما تكون معدلات الحركات الرأسية متدنية وبالتالي يكون هناك اتزان هيدروستاتيكي بين هاتين القوتين.

الملاحظات والقياسات التقليدية السطحية، وكذلك القياسات الحديثة للأقمار الاصطناعية تعد مسألة صعبة.

### القياسات (الأرصاد) الأرضية للسحب

تعتمد الطريقة التقليدية للملاحظة، والتي تستخدم بشكل تقليدي في عدد من المحطات منذ سنوات عديدة، على تقسيم السماء إلى ثمانى أو عشرة أجزاء وتقدير نسبة الجزء المغطى منها السحب وفي بعض الأحوال تتم تلقية وتحسين القياسات بحيث تشمل نوع السحب وكذلك الكمية الموجودة منها في كل من المستويات الثلاثة الأفقية الموضحة في شكل (٦-٨). وهذا التناول ليس تناوياً موضوعياً بالكامل، فعند عمل التقديرات لعدة مستويات يكون من غير الممكن تحديد ما إذا كانت هناك سحب موجودة عند المستويات الأعلى لكنها مختفية خلف السحب المنخفضة. ومع ذلك فإن بعض البلدان لديها الآن محطات مناخية خاصة بقياسات السحب تفصيلاً. ورغم أن هذه الملاحظات والقياسات قاصرة على المناطق الأرضية اليابسة إلا أن النتائج تعطى مدلولات عامة عن الحالة المتوسطة لغطاء السحب فوق الأرض كلها. وهذه النتائج يمكن ربطها مباشرة بكل من عمليات التكوين وكذلك بالملاحم العامة الجوية والمناخية للمناطق الرئيسية من الأرض.

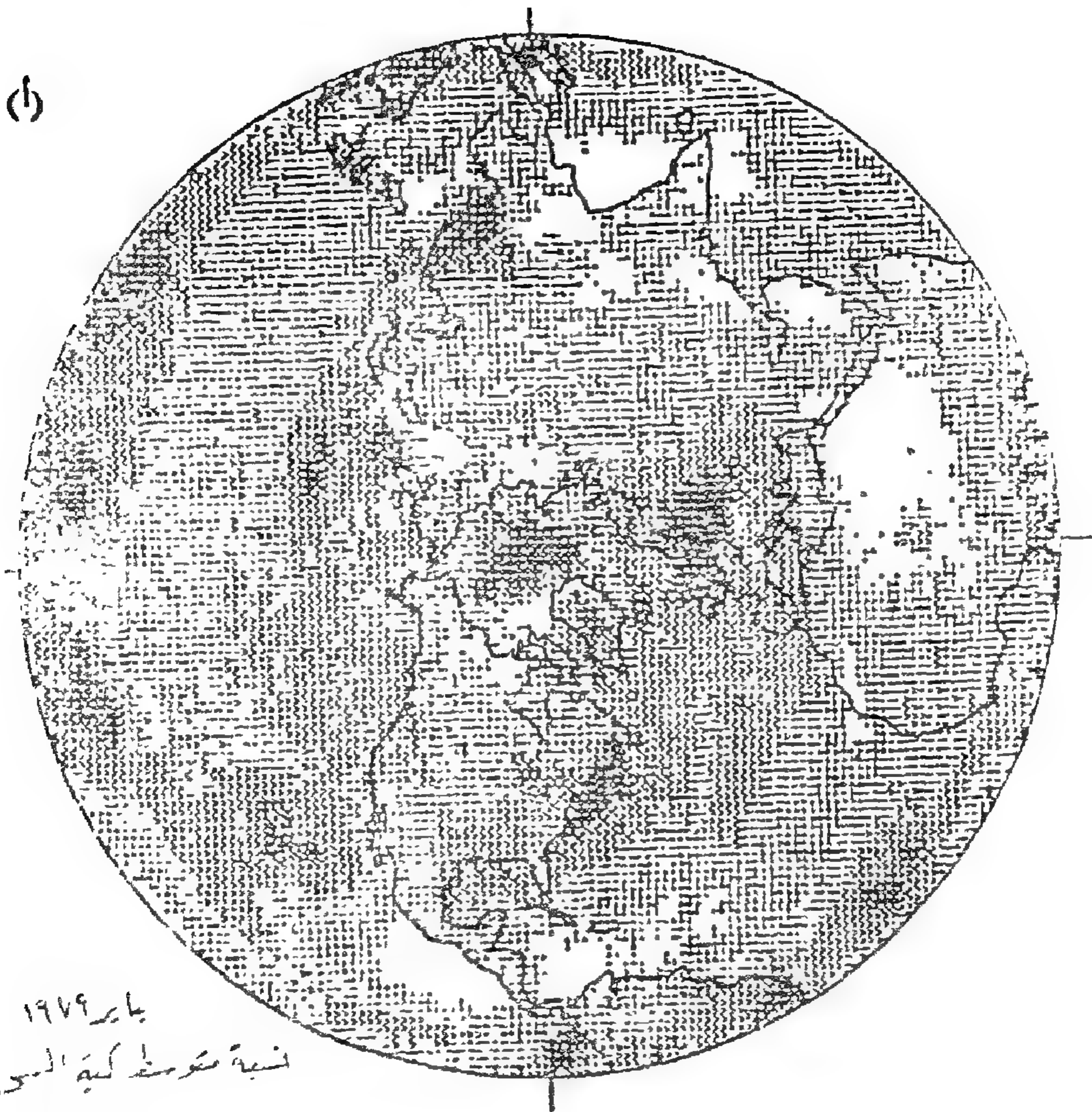
### قياسات ورصد السحب بالأقمار الاصطناعية

تتميز عمليات رصد السحب بواسطة الأقمار الاصطناعية بأنها تتناول غطاء السحب لكوكب الأرض بالكامل والتي لا تستطيع عمليات الرصد أو القياس الأرضية أن تغطيه (شكل ٦-١١) إلا أن عمليات الرصد، وبسبب موقع أو مكان جهاد القياس بهذه الأقمار، تختلف من حيث كل من نوع السحب التي تراها هذه الأقمار في أى من الظروف المختلفة التي تتعدد فيها الطبقات، وكذلك من حيث كمية السحب الكلية التي يتم رصدها (شكل ٦-٧ أ) ومن هنا فإن من الصعب استخدام القياسات التقليدية السطحية وقياسات الأقمار الاصطناعية في وقت واحد للحصول على صورة واقعية لدواحي المناخ الأرضي المرتبطة بالسحب.

فالقياسات والقيم السطحية مفيدة في تحديد المناخ المحلي وفي الاعتبار الخاصة بما يراه الإنسان لاسيما فيما يتعلق بالطريقة التي تتفاعل بها هذه السحب مع الأشعة الشمسية. كما أن القياسات السطحية يمكن أن تستخدم في تقدير ارتفاعات قواعد السحب (ارتفاعات الأسطح السفلى للسحب)، والتي تمثل معلومات حيوية في مجال الطيران (شكل ٦-١٢ ب). وعلى الجانب الآخر فإن عمليات رصد وقياسات السحب بواسطة الأقمار الاصطناعية تعد أكثر فائدة عند تناول عمليات تدفق الطاقة على مستوى كوكب الأرض، والنماذج المناخية وكذلك دراسة الأسباب والنتائج الممكنة للتغيرات المناخية.

ورغم أن الصور المباشرة للسحب تعد أداة مهمة في عمليات الأرصاد الجوية ورغم أنها مألوفة لمشاهدي برامج الأرصاد الجوية على أجهزة التلفزيون إلا أن استخلاص المعلومات من عمليات رصد الأقمار الاصطناعية للسحب وقياساتها ليس أمراً سهلاً حيث أن قياسات هذه الأقمار مبنية على أساس قياس معامل الانعكاس albedo وكذلك الإشعاع المرتد بطول الموجة.

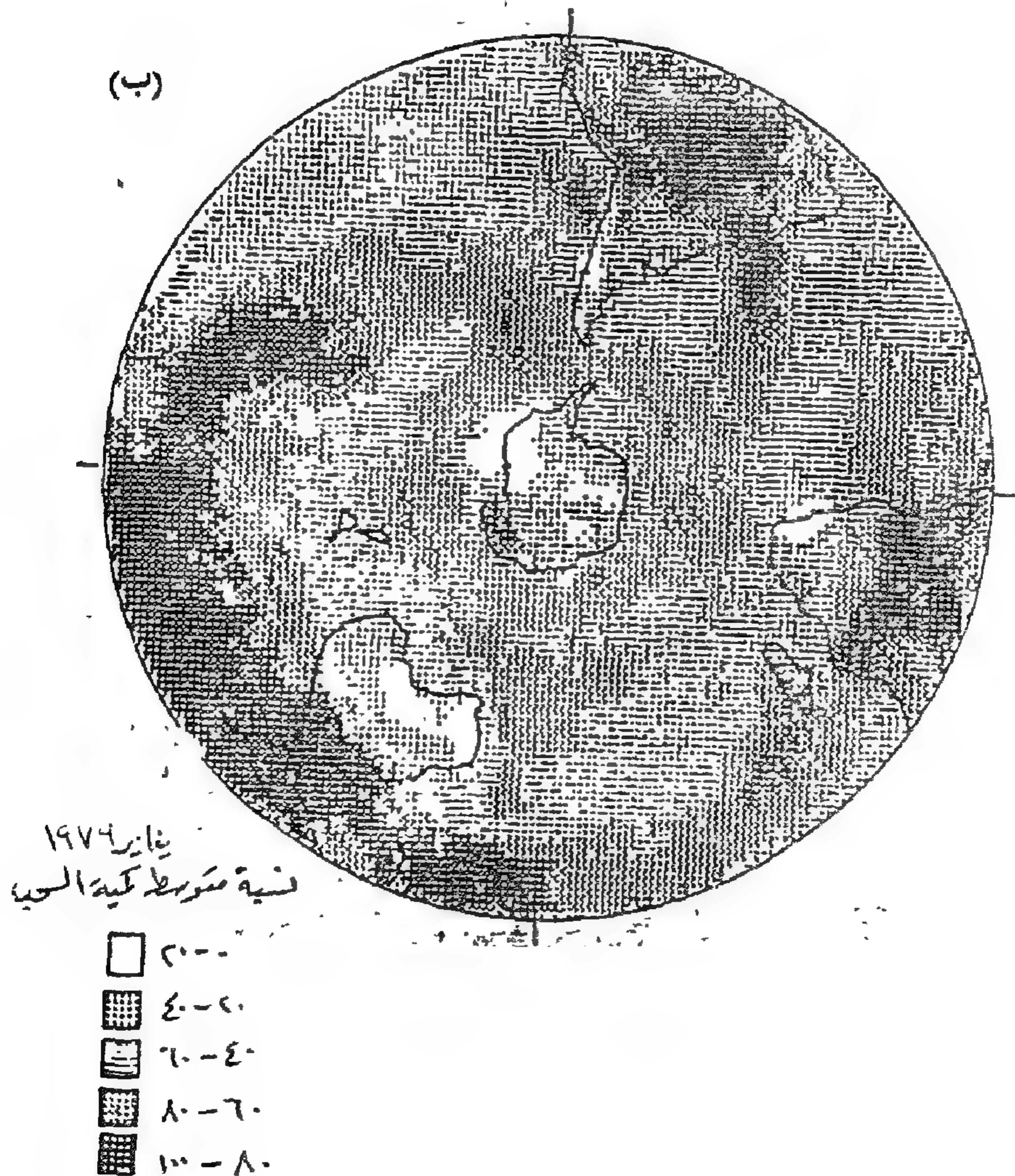




(شكل رقم ٦-١١)

كميات السحب في نصفي كوكب الأرض الشمالي والجنوبي. (أ) و (ب) لشهريناير ١٩٧٩، و (ج) و (د) لشهر يوليو ١٩٧٩. الناتجة من تحليل خرائط السحب Nephanalysis لكوكب الأرض والمناطق بواسطة الأقمار الاصطناعية.

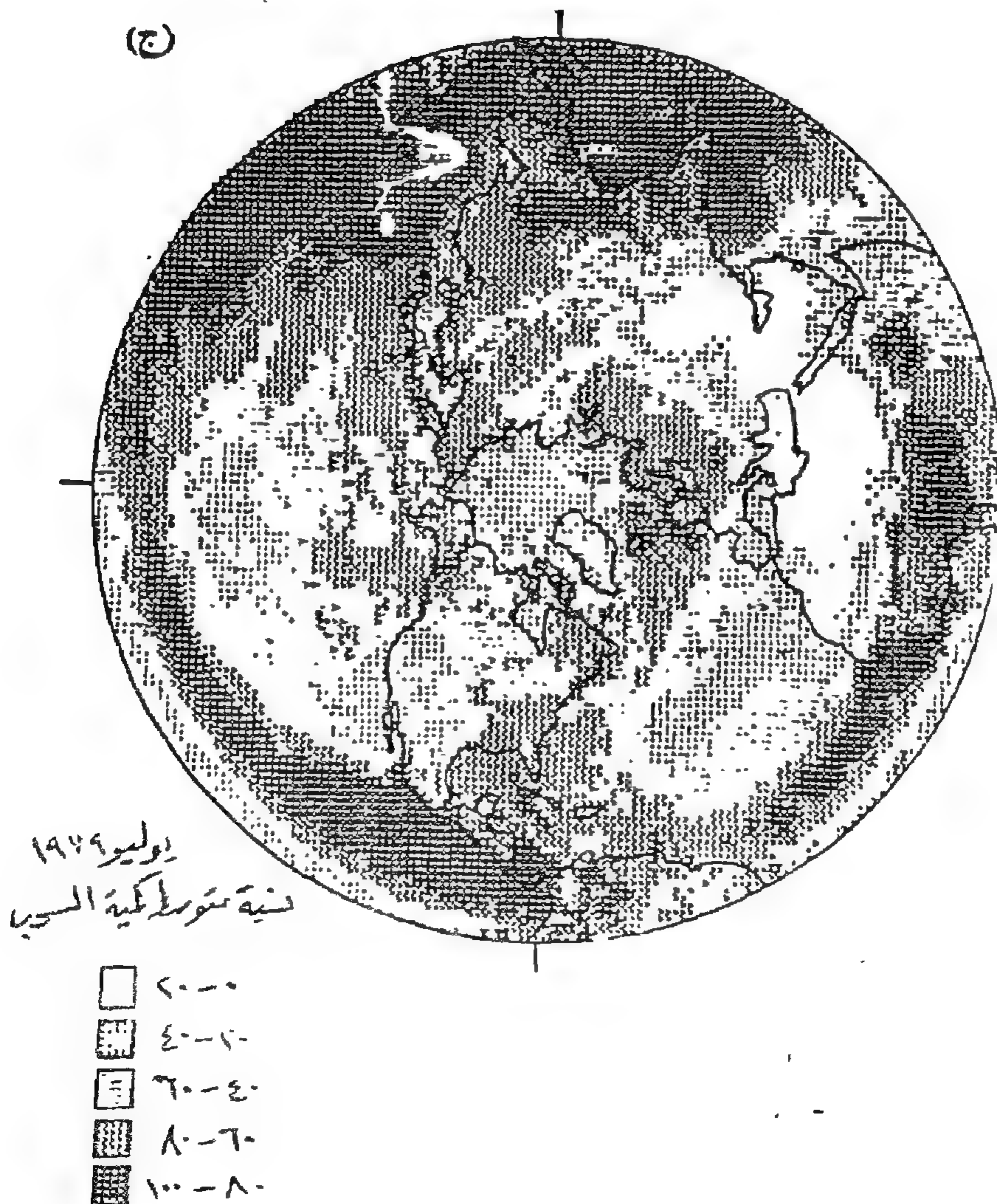
وفي المنطقة قصيرة الموجة من مجال الطيف يتوقف مقدار الانعكاس على السمك البصري Optical Thickness، للسحب. ويعتمد السمك البصري بشكل كبير على محتوى السحب من الماء الموجود في الصورة السائلة والذي يعتمد بدوره على سمك السحب. ويعتمد معامل الانعكاس كذلك على نوع السحب، فسحب السمحاق cirrus على سبيل المثال تتكون أساساً من بلورات ثلجية. وتختلف قيم معامل الانعكاس albedo وكذلك معامل الامتصاص لأنواع السحب المختلفة تفاوتات شاسعة، غير أن جدول ٤ - ٢ يلخص بعض القيم النمطية العامة لأنواع السحب المختلفة.



(شكل رقم ٦-١١) ب- كمية السحب لشهر يناير ١٩٧٩ في النصف الجنوبي لكوكب الأرض



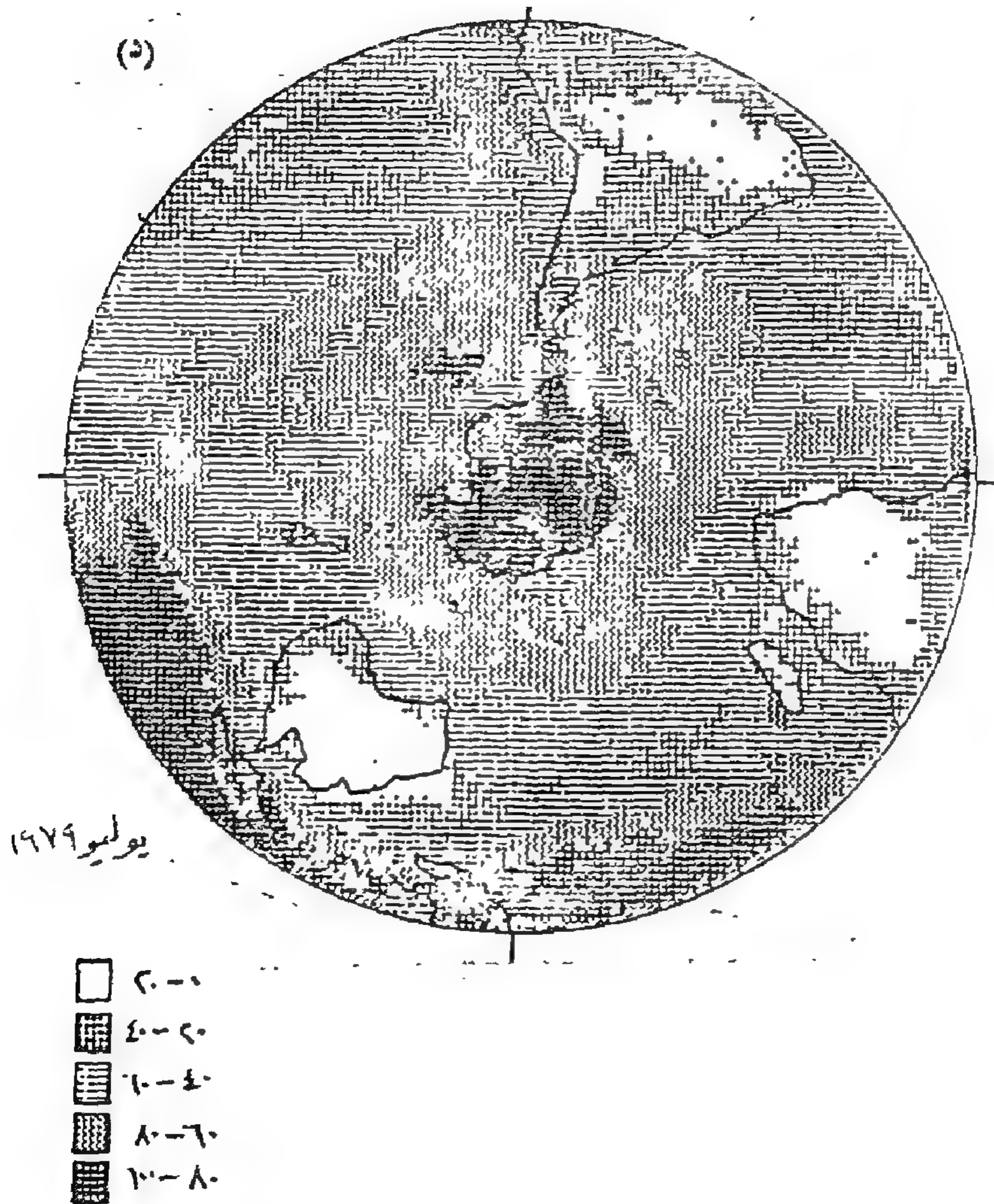
ويتكون الإشعاع طويل الموجة المنبعث من السطح العلوي من سحابة، ليس فقط من الأشعة المنبعثة من السحابة نفسها ولكن أيضاً من الأشعة المنبعثة من المستويات الواقعة أسفل هذه السحابة والتي تخترقها وتمر خلالها، ويتوقف امتصاص السحب أيضاً للأشعة القادمة من المستويات السفلى على كمية الماء السائل الموجود بالسحابة. فسحابة سمكها يتجاوز ١ كيلومتر تمتص في العادة تقريباً كل الإشعاع الذي يصلها. ويكون معدل انتقال الإشعاع خلال السحابة دالة لكل من محتواها من الماء السائل ودرجة حرارة الإشعاع وحيث أنه يكون هناك انخفاض في درجة الحرارة خلال السحابة فإن مقدار الإشعاع المنبعث إلى أعلى يكون في النهاية دالة بدرجة حرارة السطح العلوي للسحابة بشكل أساسي.



(شكل رقم ٦-١١) ج- كمية السحب في شهر يوليو ١٩٧٩ في النصف الشمالي لكوكب الأرض

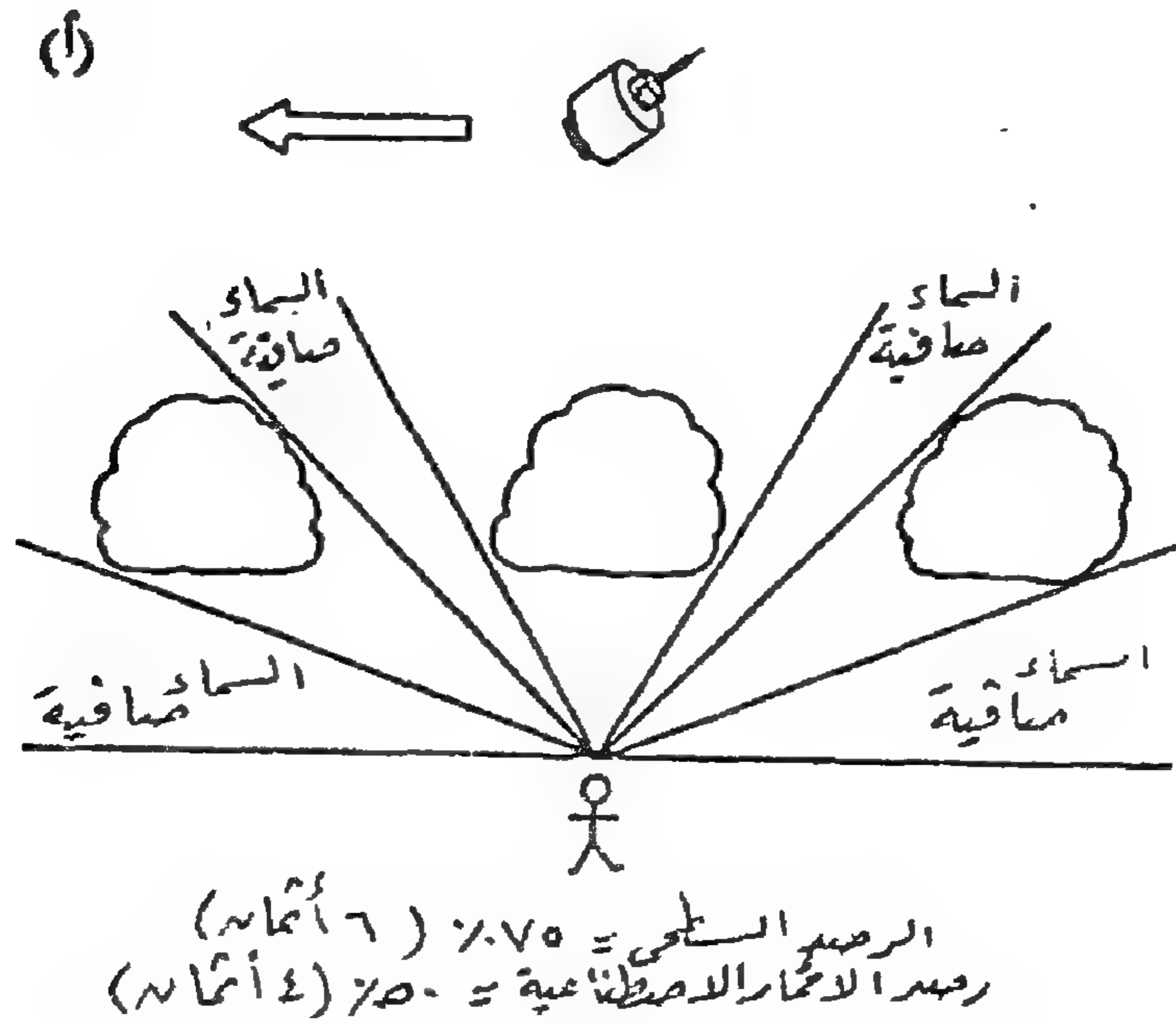


ويمكن أن تستخدم الخرائط لتوضيح طريقة تفسير معلومات الإشعاع. فالمناطق ذات معامل الانعكاس الكبير وذات معدلات الإشعاع المديمتة المنخفضة تكون بصفة عامة مناطق غائمة (أي تزداد بها كمية سحب)، وهكذا فإن سحب المزن الركامية العملاقة الموجودة فوق مناطق الحزام القريب من خط الاستواء وكذلك فوق أحزمة المنخفضات الجوية عند مناطق



(شكل رقم ١١-٦) د- كمية السحب في شهر يوليو ١٩٧٩ في النصف الجنوبي لكوكب الأرض

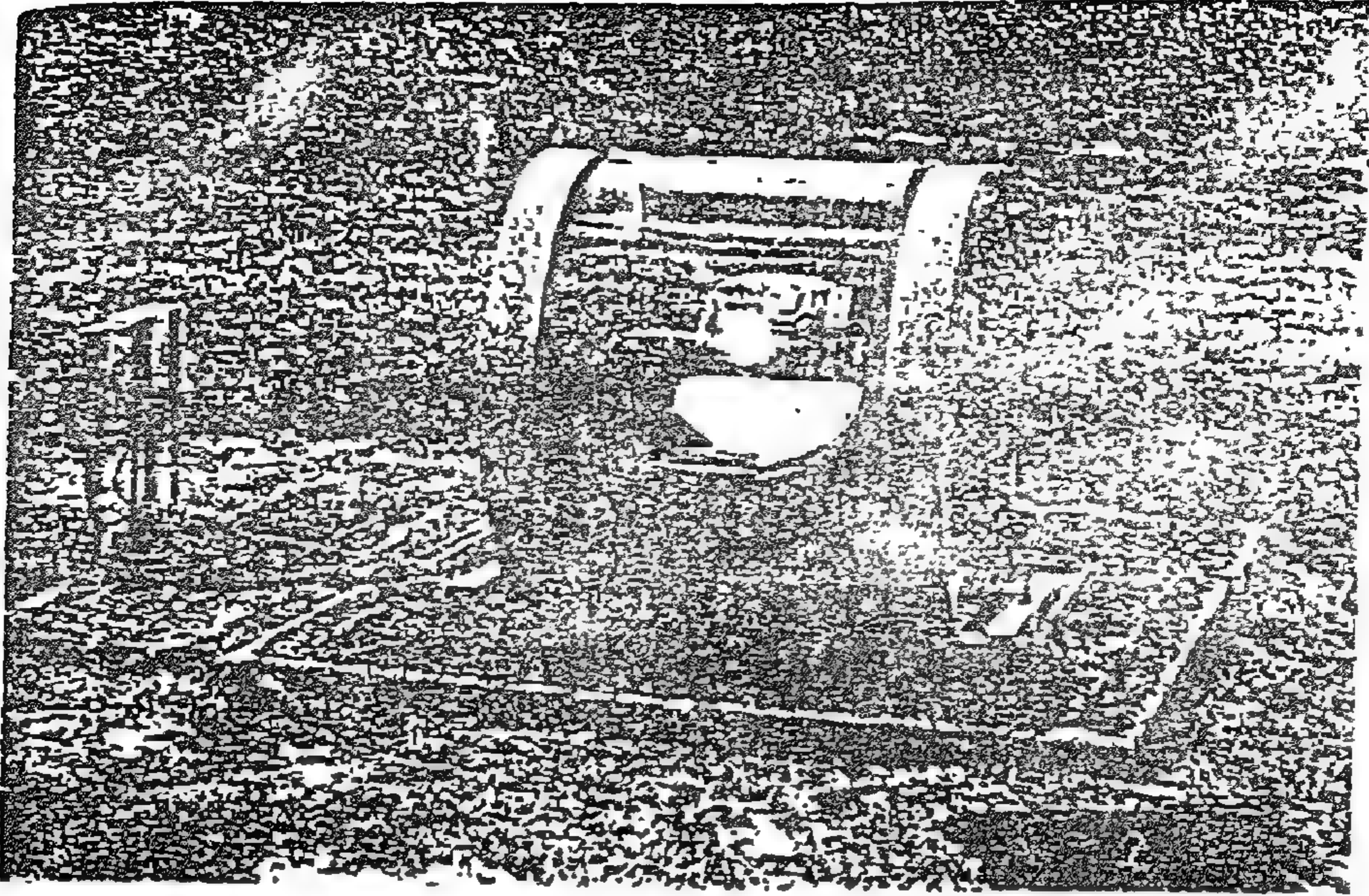
العروض الوسطى تسود فيها السحب هي مناطق محددة وسهلة التمييز. وهناك مناطق أخرى تتجمع فيها السحب تكون أقل سهولة في تمييزها. فمناطق السحب الطبقيّة المنخفضة التي توجد بشكل مستمر على طول مناطق السواحل الغربية لأمريكا الشمالية وأمريكا الجنوبية وأفريقيا - على سبيل المثال - هي مناطق ليست فقط ذات معامل انعكاس كبير ولكنها أيضاً ذات اشعاع مرتد (صاندر) كبير، وذلك بسبب أن هذه السحب نادراً ما تكون ذات إمتداد رأسي كبير ولذلك فإنها تدفع على درجة حرارة قريبة من درجة حرارة سطح الأرض. ومن الممكن عادة تحديد مناطق تجمع السحب عند وقت معين نتيجة للأنماط المميزة المرتبطة بالعديد من نظم السحب. وعلى ذلك فقد أصبح ممكناً عمل دراسات مناخية خاصة بالسحب على مستوى كوكب الأرض لكل شهر من شهور السنة (شكل ١١-٦) ومع أنه عن الواضح أنه من غير الممكن افتراض أن أحوال السحب تمثل شكلاً أو نظاماً ثابتاً من عام إلى آخر بحيث يمكن تطبيقه على الأعوام الأخرى، إلا أنه قد بدأ في تحديد فرع من أفرع دراسة علم المناخ يعبر بصورة واقعية عن هذا لعنصر الهام من عناصر النظام المناخي.



(شكل ١١-٦)، (أ) قياسات كميات سحب مختلفة عند قياسها بواسطة كل من الطرق السطحية للرصد والأقمار الاصطناعية.



(ب)



(شكل رقم ١٢-٦)

(ب) جهاز تسجيل ارتفاع قاعدة السحابة، وهو جهاز آلي يتكون من جهاز إرسال وجهاز استقبال ووحدة تسجيل. يصدر الجهاز صوتاً ساطعاً إلى أعلى حيث يرتد إلى جهاز الاستقبال على فترات زمنية محددة متتالية. ويحسب ارتفاع قاعدة السحابة بمعلومية الفترة الزمنية بين إرسال واستقبال الصوت إلى ومن قاعدة السحابة.

#### جدول (٦-٢)

قيم معامل الانعكاس الألبيدو  $albedos$   
والامتصاصية لأربعة أنواع من السحب

نوع السحب	المزن الركامي	مرتفعة	متوسطة	منخفضة
معامل الانعكاس	٠,٧٠	٠,٢١	٠,٤٨	٠,٦٩
الامتصاصية	٠,٩٠	٠,٠١	٠,٠٤	٠,٠٦

#### التساقط

للسحب دور مناخي هام وهو الذي يتعلق بإنتاج التساقط  $Precipitation$ . فعندما يصل جسم هوائي معرض للتبريد إلى درجة التشبع فإن التكاثف لا يحدث فجأة. وفي الواقع فإنه لو كان هذا الجسم الهوائي يرتفع في وسط من الهواء النقي الخالي من جزيئات المادة فإن الرطوبة



النسبية يمكن أن تصل نسبة كبيرة قبل أن يحدث التكاثف الذاتى ولكن حتى الهواء النظيف نادراً ما يكون خالياً تماماً من مثل هذه الجزيئات، فهناك جزيئات معينة تعمل كنوايات تكاثف للسحب. وهذه الجزيئات تدفع عملية التكاثف إلى الحدوث عند مستويات من الرطوبة النسبية تساوى أو قريبة من ١٠٠٪. ومن هذه الجزيئات الشائعة جزيئات الغبار والطين، وكذلك جزيئات المواد العضوية الصادرة من سطح الأرض، وبثورات الأملاح القادمة من الرذاذ المنبعث من مياه البحار وأيضاً الجزيئات المخلقة في الجو نتيجة للتفاعلات الكيميائية والمعروفة بتفاعلات التحول من غاز إلى جزيئات.

ولحجم الجزيئات تأثير كبير على قابليتها للنمو، وإذا تذكرنا أن التشبع كان يعرف بالنسبة لسطح ماء نقي مستوى فإنه يجدر الإشارة إلى أن الماء المتكثف على نوايات التكاثف لا يمثل سطحاً مستوياً كما أنه ليس ماء خالصاً أيضاً. وهذا يظهر نوعان من التأثير أولهما هو تأثير الأملاح فلو أن متكابة في الماء فإن الهواء المحيط بها قد يكون مشبعاً بالنسبة للقطرة الناتجة عند مستويات رطوبة نسبية أقل من ١٠٠٪، وبالتالي فإنه يمكن حدوث مزيد من التكاثف. أيضاً حيث أن القطرة كروية الشكل فإن السطح لا يكون مستوياً مما ينتج عنه أن تقوم قوى التوتر السطحي بخلق ما يعرف بتأثير الانحناء وهذا التأثير الثانى يتطلب أن يكون الهواء فائق التشبع قبل أن يحدث مزيد من النمو. وعملياً فإن هذين التأثيرين يحدثان معاً.

وتعتمد قيمة التشبع الفائق التى يتم الوصول إليها على كل من تركيز وحجم النواة الموجودة وكذلك على سرعة عملية التبريد. فالصعود السريع يعطى عادة قيمة كبيرة إلا أنها نادراً ما تزيد عن ١٠١٪ ولو كان هناك عدد كبير من النوايات الصغيرة التى تتنافس فيما بينها من أجل بخار الماء كما هى الحال بالنسبة للسحب القارية، فإن التشبع الفائق قد لا يصل إلى قيمة كبيرة فتظل الجزيئات صغيرة ويصبح التساقط أمراً غير وارد الحدوث. ولو حدث هذا عند ارتفاعات منخفضة تكون الشبورة أو ظاهرة العجاج Haze. وتتفاوت أحجام نوايات التكاثف، كما هى الحال في السحب البحرية فإن بعض القطرات تستمر في النمو ويقال في هذه الحالة أن هذه القطرات قد نشطت وهذه قد تستمر في النمو حتى تصبح قطرات أمطار.

ويستمر نمو القطرات المنشطة بواسطة التكاثف المباشر، إلا أن هذه العملية بطيئة جداً، فهي أبطأ بكثير من الوقت الذى تحتاجه عمليات تكوين التساقط تبعاً للقياسات والملاحظات الأخرى. وبالتالي فإن هناك بالضرورة ميكانيكيات أخرى تشارك في هذه العملية. ولبحث هذه الميكانيكيات فإنه ينبغي أولاً أن نأخذ في الحسبان حركة قطرات الماء في داخل السحب. فالجزيئات المعلقة في الجو تسقط بتأثير وزنها تبعاً لقانون ستوكس Stokes's Law.

$$V = 2g (P_p - P_a) r^2 / 9\eta$$

حيث  $V$  تمثل السرعة النهائية،  $g$  هى عجلة الجاذبية،  $r$  نصف قطر الحبيبة،  $P_p$  و  $P_a$  تمثلان كثافتى للنواة والجو على الترتيب،  $\eta$  لزوجة الهواء. والسرعة النهائية هى سرعة النواة التى تصل إليها في حالة سقوط حر في وسط من الهواء الساكن والتي تمثل نتيجة التوازن بين

قوى الجذب الأرضي إلى أسفل ومقاومة الاحتكاك للهواء نفسه. ويلص قانون ستوكس على أن هذه المرعة تتزايد بسرعة مع تزايد أقطار الجزيئات. وعندما تكون السحب فإن الهواء نادراً ما يكون ، لكناً، بل على وجه الخصوص يمكن أن تكون هناك حركات صاعدة في السحب (تيارات مساعدة). وهذه الحركة إلى أعلى من شأنها أن تقلل أو تقاوم الحركة الرأسية إلى أسفل، وبالتالي فإن قطرة المطر تسقط فقط إذا زادت السرعة النهائية لها عن سرعة التيارات الصاعدة. وفي الواقع فإن القطرات الصغيرة المتكثفة في السحب تكون لها سرعة نهائية أصغر من سرعة التيارات الصاعدة وتظل بالتالي معلقة بداخل هذه السحب. وفي حقيقة الأمر فإن هذه القطرات قد لا تنمو على الإطلاق لتصل إلى الحجم الذي يكفي لحدوث سرعة سقوط موجبة وبالتالي فإنها قد لا تغادر السحب أبداً. وعلى هذا فلكي يحدث التساقط فإن نوعاً من الميكانيكيات يكون مطلوباً لزيادة حجم قطرات الماء في السحب إلى حجم قطرات المطر. ويعتمد نوع الميكانيكية التي يمكن أن تعمل بشكل أساسي على درجة حرارة السحابة.

وفي السحب الدافئة وحيث تكون درجة الحرارة في السحابة أعلى من الصفر المئوي تكون نواتج التكاثف في صورة ماء سائل وتكون للقطرات الأكبر حجماً سرعات نهائية أعلى من تلك التي للقطرات الأصغر، حيث تقوم القطرات الكبرى بالسقوط من خلال القطرات الصغيرة وأثناء هذه العملية تقوم القطرات الكبيرة بضم هذه القطرات الصغيرة إليها فيزداد حجمها وذلك من خلال عمليتي التصادم والاندماج. ولكي يحدث التصادم فإن القطرات الأصغر يجب أن تكون قريبة من محور مجال سقوط القطرات الأكبر وإلا فإن القطرات الصغيرة ستتبع تيارات الهواء حول القطرات الساقطة وبالتالي لا يحدث بينهما اصطدام. وبشكل عام تزداد كفاءة القطرات الأكبر في ضم القطرات الصغيرة إليها بزيادة حجم هذه القطرات الكبيرة الساقطة وحتى مع حدوث التصادم فإن النمو يحدث فقط إذا اندمجت القطرتان معاً. وهذا يحدث بشكل أكثر سهولة إذا كانت القطرتان من حجمين مختلفين بشكل كبير. وهكذا تتضح أهمية وجود مدى واسع من الأحجام لنوايات التكاثف الأصلية حتى تتم عملية إنتاج أو تكون التساقط.

وفي حالة السحب الباردة وحيث تكون الحرارة المحيطة أقل من درجة التجمد فإن نواتج التكاثف يمكن أن تكون في صورة ماء سائل وبلورات ثلجية وعند درجات حرارة تحت  $-40^{\circ}\text{C}$  فإن النواتج كلها تكون بلورات ثلجية ويقال أن السحابة في هذه الحالة سحابة ثلجية. وفيما بين درجتى حرارة صفر $^{\circ}\text{C}$  و  $-40^{\circ}\text{C}$  فإن الثلج والماء يتواجدان معاً وتكون السحب سحباً مختلطة. وفي السحب الثلجية يحدث نوع من النمو للبلورات الثلجية بواسطة عمليات مشابهة لعملية التكاثف المباشر، وعمليتي التصادم والاندماج الخاصتين بالسحب الدافئة، إلا أنه من النادر أن تنتج هذه السحب العالية (السمحاق) تساقط يمكنه الوصول لسطح الأرض. وفي السحب المختلطة يعتمد طور النمو المبدئي على إمكانية تواجد الثلج والماء معاً. وتعرف هذه العملية باسم عملية بيرجيسون - فندايسن Bergeron - Findeisen process. وعند درجات حرارة أقل من الصفر المئوي فإن ضغط بخار الماء المشبع بالنسبة للماء يكون أعلى منه بالنسبة للثلج. وبالتالي ففي السحب المختلطة يكون الهواء القريب من التشبع بالنسبة للماء فائق التشبع بالنسبة للثلج.



**جدول (٢-٦)**  
**أنواع التساقط الرئيسية**

نوع التساقط	الوصف	نوع السحب الذي ينتج عنه التساقط على سطح الأرض
مطر	قطرات مائية بأحجام أكثر من ٥ ملم	مزن، مزن طبقي، سحب طبقية
رذاذ	قطرات مائية دقيقة بأحجام أقل من ٥ ملم قريبة من بعضها	سحب طبقية، مزن طبقي
مطر أو رذاذ متجمد	قطرات مطر أو رذاذ تتجمد بمجرد وقوعها على الأرض	مزن، مزن طبقي، سحب طبقية
رفاقات ثلجية	بلورات ثلجية منفصلة عن بعضها	مزن، مزن ركامي، طبقي متوسط الارتفاع
شففاف (مطر مختلط بالثلج أو كرات الجليد الصغيرة)	قطرات مطر وثلج أو خليط من رفاقات ثلجية تسقط معها بعضها	مزن ركامي، مزن طبقي متوسط الارتفاع
كرات ثلجية	حبات من الثلج مستديرة ومخروطية الشكل	مزن ركامي أو طبقي في الجو البارد
حببيات ثلجية	حبات دقيقة جداً من الثلج مستطيلة أو مسطحة الشكل بأحجام أقل من ١ ملم سمكاً	طبقي ركامي، طبقي في الجو البارد
كرات الجليد	كرات مستديرة أو مزداة بأحجام أقل من ٥ ملم وهي على نوعين: أ- مطر متجمد وقطرات رذاذ متجمدة، ب- كرات من الجليد منطاة بطبقة رقيقة من الثلج	مزن طبقي، متوسط الارتفاع، مزن ركامي
برد منشورات ثلجية	كرات أو قطع من الثلج بأحجام تتراوح بين ٥-٥ ملم بلورات ثلجية في شكل أبري أو امودي أو كروي	مزن ركامي، طبقي



وينتج عن هذا أن بلورات الثلج تستطيع أن تنمو بشكل أسرع بكثير من قطرات الماء بل أن نمو بلورات الثلج يكون في هذه الحالة على حساب قطرات الماء.

و نمو بلورات الثلج المفردة وتتجمع مع بعضها البعض مكونة رقاقات ثلجية ويتوقف شكل رقاقات الثلج المكونة هذه على درجة الحرارة التي يتم عندها التكاثف. ونظراً لأن البلورة الثلجية يمكن أن تتحرك من مكان إلى آخر بداخل السحابة وتكون لها بالتالي درجات حرارة مختلفة فإن أشكال رقاقات الثلج التي تنمو نتيجة لتجمع بلورات عديدة يمكن أن تكون أشكالاً معقدة للغاية. بالإضافة إلى هذا فإن بلورات الثلج الدامية يمكن أن تتلامس مع قطرات الماء السائلة الفائقة البرودة مما يؤدي إلى تجمد هذه القطرات حول البلورة في الحال وبمجرد التلامس، ويطلق على هذا النوع من عمليات النمو بعملية النمو بالترسيب، وهذه العملية تعد عملية أولية في تكوين البرد Hail. وقد تنمو البلورات أيضاً عن طريق عملية التجمع، وهي عملية تشبه عملية التصادم والاندماج التي ذكرناها من قبل. وتلاحظ هذه الميكانيكية أكثر عند درجات حرارة محيطية أعلى من  $-50^{\circ}\text{C}$ ، وعندما تكون أسطح البلورات رطبة ولزجة.

ويستخدم تأثير عملية بيرجيريون - فندايسن في الحقن الصناعي للسحب، حيث يتم إسقاط حبيبات من مادة يوديد الفضة Silver Iodide أو من الثلج الجاف، ثاني أكسيد الكربون الصلب، إلى قمم السحب المختلطة، فتعمل حبيبات يوديد الفضة كنوايات التكاثف حيث يكون لها البناء البللوري الصحيح الذي يساعد على التصرف كنواة تجمد ضخمة وتبدأ في انماء القطرات. أما الثلج الجاف فيعمل على تبريد الهواء المحيط محلياً (موضعيًا)، مما يؤدي إلى زيادة الفرق في ضغط بخار الماء للتشبع بين الثلج والماء مما يؤدي إلى انجاز العملية بالكامل.

ولا تحتاج سحابة ما لأن تكون دافئة أو باردة بشكل خاص، فالأجزاء السفلى من السحابة قد تكون دافئة بينما الأجزاء العليا قد تكون مختلطة أو حتى ثلجية. وبالتالي فإن التساقط الذي يتم تخليقه في شكل ثلج snow ينصهر قبل سقوطه من السحابة. بل أكثر من هذا، فالسحب قد تحقق نفسها بشكل طبيعي ويحدث هذا عندما تعمل حبيبات الثلج الساقطة من إحدى سحب السمحاق العالية أو من الجزء الثلجي لأحدى السحب الركامية كنواة. وينفس الطريقة قد تسقط حبيبات أو جزيئات صغيرة من الثلج أو رقاقات ثلجية من الجزء المختلط من السحابة إلى الجزء الدافئ معطية بذلك النواة الكبيرة اللازمة لحدوث مزيد من النمو.

ويعتمد نوع وحجم التساقط الذي يترك قاعدة السحابة على الظروف الموجودة بداخلها، إلا أن التساقط الذي يصل بالفعل إلى سطح الأرض يكون قد تغير بتأثير حالة طبقة الهواء بين السحابة وسطح الأرض. وبشكل عام فإن البناء الحراري يحدد ما إذا كان التساقط سوف يصل إلى سطح الأرض في شكل تساقطات متجمدة أو على صورة ماء سائل، بينما تحدد

رطوبة هذه الطبقة مقدار التبخر الذي سيحدث وبالتالي تحدد الحجم النهائي للقطرات المتساقطة. وفي كل من الحالتين فإن سرعة السقوط هي التي تملأ الزمن الذي تحدث خلاله هذه العمليات، وبالتالي مدى امكانية اتعاها. ويوضح جدول (٣-٦) الأنواع الرئيسية للظواهر أو العمليات الجوية المائية Hydrometeors أو التساقط.

### كثافة ومدة التساقط

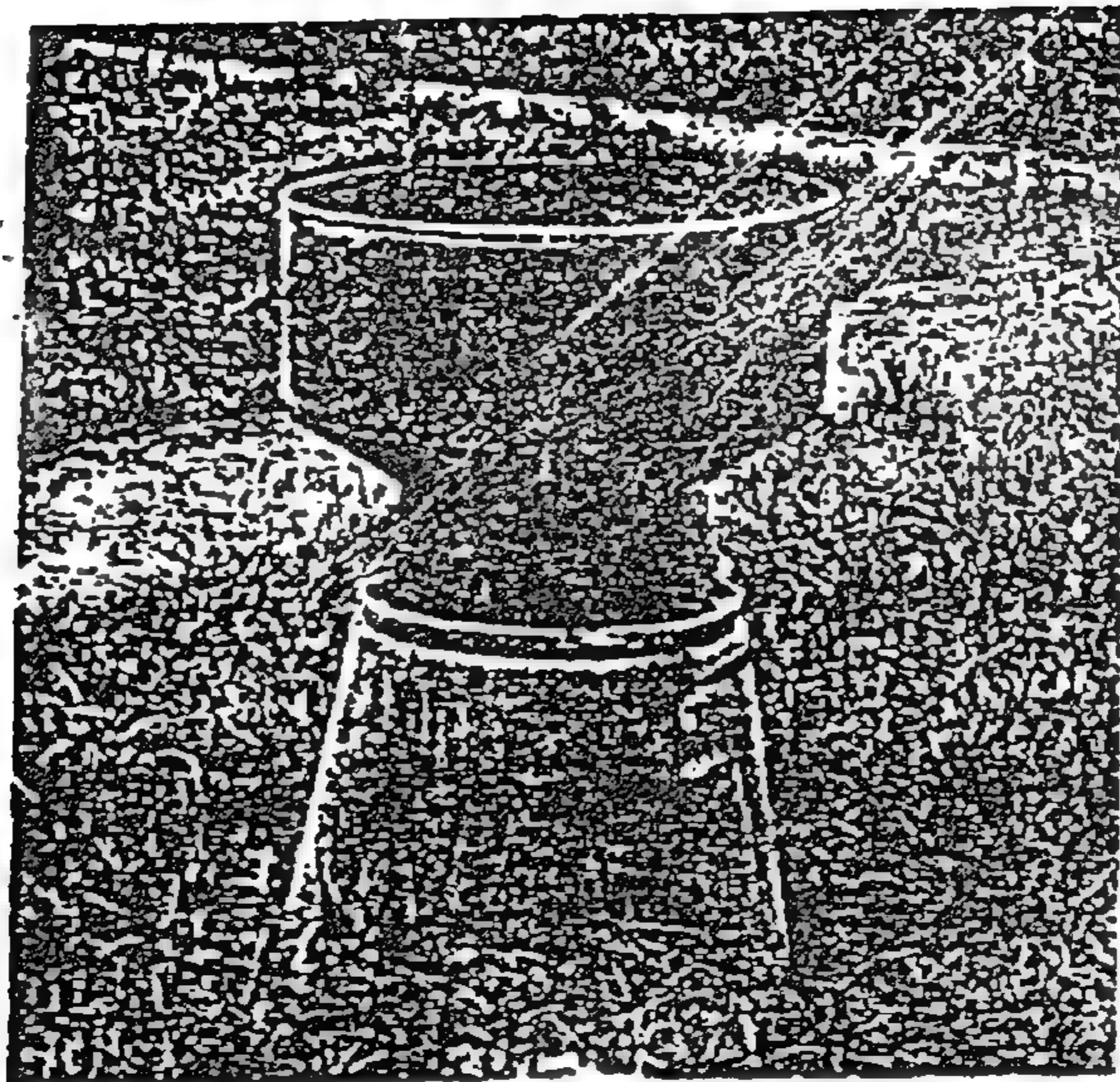
تحدد كثافة ومدة سقوط التساقط بشكل رئيسي بنوع نظام السحب المتسبب في حدوثها، وهذا بدوره مرتبط بعمليات تكون السحب. وعسباً فإن السحب الركامية تتضمن حركات رأسية شديدة وتنتج عنها قطرات كبيرة وتساقطات عالية الكثافة تستمر لفترات قصيرة. ويقتصر تأثيرها عادة في منطقة جغرافية صغيرة نوعاً. أما السحب الطباقية المنخفضة والطبقية المتوسطة الارتفاع فإنها على النقيض تشمل حركات رأسية أكثر تواصلاً وأقل حدة تؤثر على مساحة أكثر اتساعاً. ولهذا فإنه ينتج عنها تساقط أطول زمناً وأكثر انتظاماً وأقل كثافة في العادة، ويمكن توضيح هذا بالإشارة إلى أن مدينة ميامي Miami في ولاية فلوريدا بالولايات المتحدة الأمريكية تقع في منطقة تسودها السحب الركامية، وتكون العواصف المطرية قصيرة المدة وأكثر شدة بكثير في هذه المنطقة عنها في مدينة سياتل Seattle بولاية واشنطن الأمريكية حيث يسود التساقط الناشئ عن الانخفاضات الجوية. ويقل الفرق في الكثافة بزيادة مدة التساقط، إلا أنه يظل واضحاً عند مقارنة كمية الأمطار الكلية في ٢٤ ساعة. وتبين احصائيات الأمطار في العالم أن كثافة الأمطار تتناسب تقريباً بصورة عكسية مع الجذر التربيعي لمدة تساقطها أن هناك اختلافات اقليمية عديدة تشذ عن هذه القاعدة.

### قياس كمية التساقط

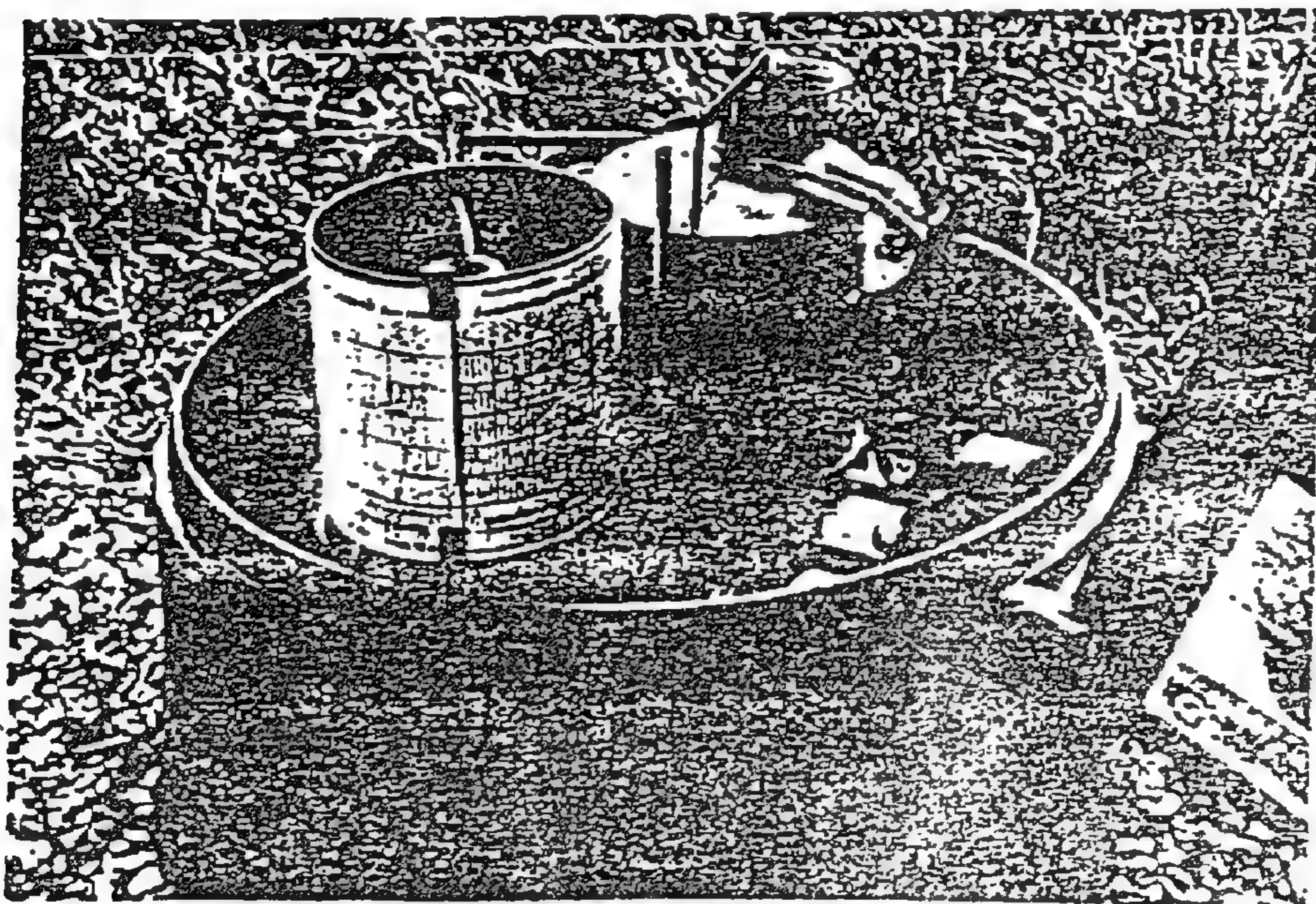
يمكن أن تقاس كميات الأمطار بشكل مباشر باستخدام جهاز قياس المطر Rain Gauge (شكل: ١٣-٦). وهذا الجهاز هو في شكله الأساسي اناء ذو فتحة أفقية معروفة الحجم مكشوفة، على ارتفاع بسيط من سطح الأرض، ويستقبل الماء الساقط في الأناء حيث يمر إلى مخبر قياس. حيث يتم تسجيل عمق الماء المتجمع فيه في نهاية فترة القياس. ومن أجل المحافظة على طريقة قياس وتسجيل واحدة فإن معظم الدول قد أقرت أشكالاً وأبعاداً قياسية Standards لحجم وشكل وطريقة تعريض الجهاز وكذلك لأوقات القياس. ولهذا النظام البسيط للقياس عديد من المشاكل. ففي ظروف الرياح الشديدة يؤدي وجود قياس المطر نفسه إلى خلق تيارات دوامية في تدفق الهواء ويؤدي ذلك بشكل خاص إلى زيادة سرعة مرور الهواء عبر سطح الفتحة مما يؤدي إلى خفض مقدار ما تستقبله من أمطار ومؤدياً بالتالي لنتائج غير ممثلة للموقع. ويكون هذا القياس الأقل من الحقيقي للتساقط أكثر بعداً عن القيمة الحقيقية بالنسبة للثلوج عنه بالنسبة للمطر لأن سرعات السقوط وكذلك كميات الحركة في حالة رقاات الثلوج تكون أقل بكثير منها لقطرات الأمطار ويختلف مقدار الانخفاض مع



(أ)



(ب)



(شكل رقم ١٢-٦)، (أ) أحد أنواع أجهزة قياس المطر و (ب) جهاز التسجيل البياني لجهاز قياس المطر.



اختلاف سرعة الرياح وكذلك - فى المناطق المنحدرة - مع اتجاه الرياح . وتزود بعض أجهزة قياس المطر بحواجز للرياح غير أن هذا يصحح من المشكلة بشكل جزئى فقط .

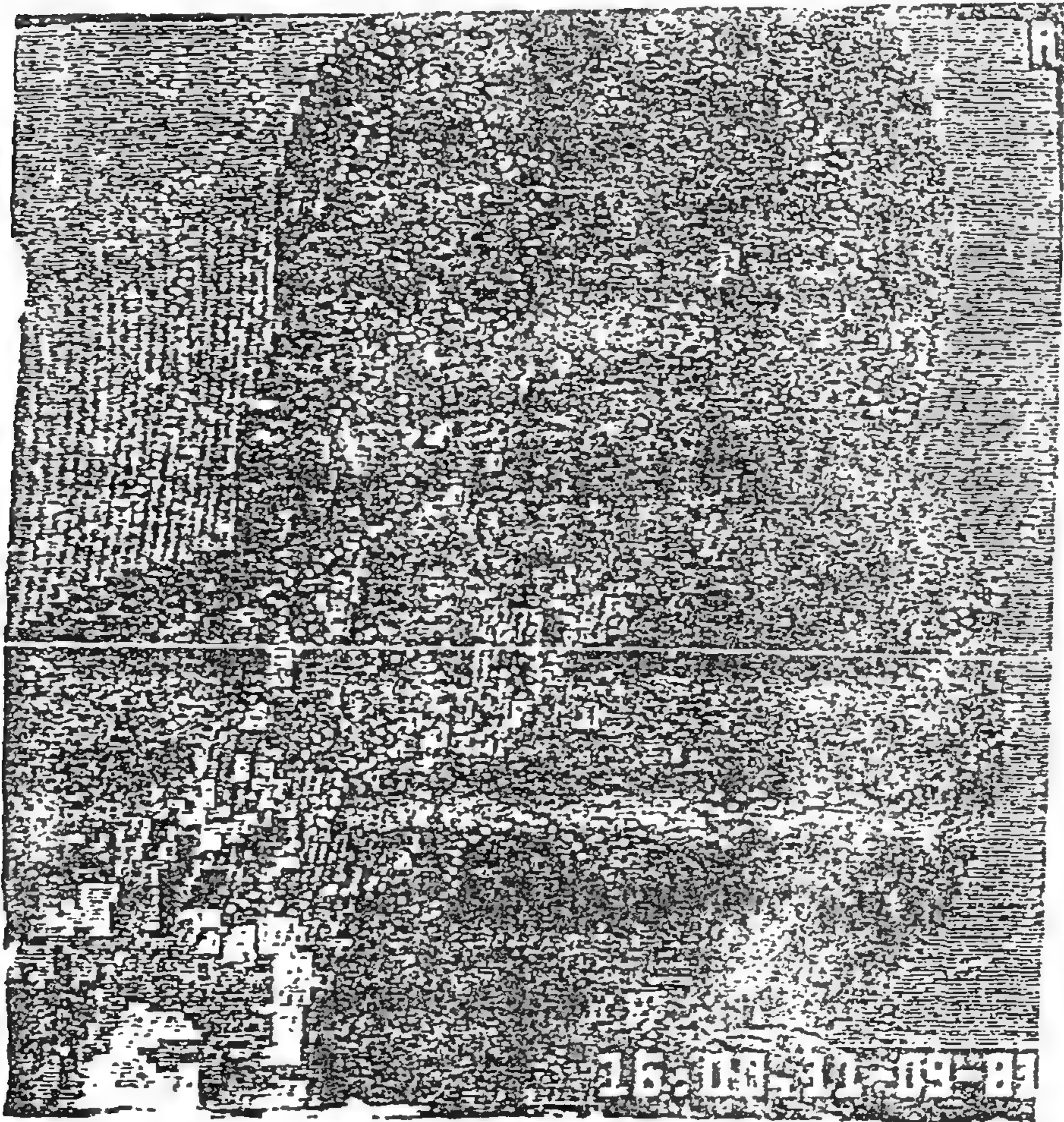
وحيث أن سرعة الرياح تنخفض بسرعة مع الاقتراب من سطح الأرض فإن المفضل عادة أن يكون جهاز قياس المطر قريباً من سطح الأرض . إلا أن هذا الاقتراب يزيد من احتمال استقباله للتساقط المرتد المتناثر Splash نتيجة ارتطام قطرات المطر بسطح الأرض إضافة إلى مياه الأمطار الساقطة فيه . ومن هنا فإنه من الصعب قياس كميات الأمطار التى تصل بالفعل إلى سطح الأرض بقدر عالى من الدقة ، إلا أن هذا الجهاز يبقى الوسيلة الوحيدة التى تعطى قياسات مطلقة للتساقط ، وهناك كميات كبيرة من النتائج المسجلة لكميات الأمطار والتساقطات المتاحة من أماكن كثيرة فى مناطق العالم المختلفة . ويمكن تركيب أجهزة قياس المطر بحيث تعطى تسجيلاً متواصلاً للكميات المقاسة ( شكل ١٣ - ٦ ب ) حيث يضاف جهاز تسجيل آلى إلى اناء التجميع يقوم باستشعار التغير فى مستوى الماء حينما يحدث التساقط ونقوم بنقله إلى خط بياني على أوراق تسجيل مثبتة على أسطوانة زمنية دوارة تديرها ساعة . ويمكن مثل هذه الأجهزة من قياس كميات التساقط الكلية وكثافتها ومدتها .

ورغم أن هذه القياسات تعطى فكرة جيدة عن توزيع التساقط إلا أنها تسمى قياسات موضعية وكمية الأمطار الكلية - خصوصاً تلك الناتجة عن عاصفة مطرية واحدة - لا يمكن أن تتفاوت مائياً بشكل كبير جداً . وما لم تكن هناك شبكة كثيفة من أجهزة قياسات المطر فإن هذه الاختلافات لا يمكن تحديدها ، ويكون هذا الأمر على جانب كبير من الأهمية فى المناطق التى تكثر فيها العواصف المطرية الكثيفة التى قد تؤدي إلى وقوع فيضانات . ويمكن تعويض النقص فى التغطية المكانية الواسعة بواسطة أجهزة قياس المطر - إلى حد ما - عن طريق استعانة بالبيانات التى نحصل عليها بواسطة أجهزة الرادار radar ( شكل ١٤ - ٦ ) ، ويقوم الرادار بإرسال نبضات من أشعة كهرومغناطيسية تنعكس عن أى سطح يعترض مسارها ، حيث ترتد هذه الأشعة إلى المصدر . وقياس الزمن بين إرسال الأشعة واستقباله يمكن استنتاج المسافة بين المصدر والجسم العائق . وباختيار طول موجة مناسب للأشعة يمكن جعل قطرات المطر تمثل هذه الأجسام العائقة . وفى الأنظمة المتقدمة من هذه الأجهزة يمكن تقدير اتجاه وسرعة حركة قطرات المطر . ويمكن ترجمة هذه النتائج إلى معدلات سقوط أمطار عن طريق معايرتها بالقياسات التقليدية المأخوذة عن طريق أجهزة قياس المطر . ويعمل مسح كامل لجهاز الرادار يمكن تقدير كميات المطر فوق مساحات واسعة .

ويمثل عمق الثلوج الساقطة أحد الملامح الأخرى للتساقط التى يتم قياسها بشكل منتظم ، وطريقة القياس المستخدمة حيث يتم اختيار موقع يمثل المنطقة من حيث كميات الثلوج التى تسقط عليها والتى عادة ما تكون فى منتصف منطقة مكشوفة . يتم قياس بها عن طريق مسطرة قياس عادية . وتمثل هذه القياسات نوع المعلومات الهامة المطلوبة فى بعض التطبيقات الخاصة إلا أنه بالنسبة للبعض الآخر يكون تقدير المحتوى المائى للثلوج والذى يرتبط بكثافة الثلوج كخزانات لمياه الأمطار بحيث تستخدم كمصدر للمياه عند انصهار الثلوج فى الربيع



وانطلاقها إلى الأنهار، وهذا أسلوب شائع في الجزء الغربي من الولايات المتحدة. ويتم تقدير المحدي الرطوبي عن طريق أخذ عينة عن طريق أسطوانة معلومة القطر وصهر محتواها، ثم وزن مقدار الماء الناتج. وهناك طريقة أكثر شيوعاً وأكثر بساطة وتعتمد على افتراض كثافة معينة متوسطة بقيمة اندماج معينة متوسطة لهذه اللوج واستخدام القاعدة التقريبية البسيطة والتي تفترض أن كل ١٠ وحدات من اللوج تقابل وحدة واحدة من الماء - إلا أن القيمة الفعلية تتراوح في الواقع بين ١:٦ و ١:٣٠.



(شكل رقم: ١٤-٦)

مسورة مركبة لشبكة من أربعة أجهزة للرائدات لأماكن سقوط الأمطار في إنجلترا England وويلز Wales عند الساعة ١٦٠٠ في يوم ١١ سبتمبر ١٩٨١، حيث كان هناك تيار هوائي جوي غربي غير متوقع يغطي الجزر البريطانية ومولداً إلى سقوط رخات غزيرة فوق ويلز وميدلاندز Midlands. وفي هذه الصورة يمثل اللون الرمادي الداكن أمطاراً خفيفة واللون الرمادي الفاتح أمطاراً غزيرة.



والمصادر الأخرى للمياه الجوية التي تصل إلى الأرض والتي لا يمكن اعتبارها إطلاقاً تساقطات يمكن أن تكون ذات أهمية كبيرة على المستوى المحلي. فحينما تلامس السحب سطح الأرض فإنه يحدث نوع من الترسيب المباشر للماء ويمكن أن يكون ذلك مصدراً هاماً للماء، كما يحدث في بعض مناطق المرتفعات في أمريكا الوسطى وحيث تسود السحب المنخفضة، فهذه السحب لا يحدث منها تساقط بل ترسيب مباشر على أسطح الغطاء النباتي خصوصاً الأشجار مما يمثل مصدراً لمدّها بالرطوبة التي تكفيها لإنتاج نباتي وفير.

ومن أنواع مصادر المياه التي لا تقع ضمن أنواع التساقط كذلك مياه الندى dew. ويحدث الندى حينما تزيد كمية تدفق جزئيات بخار الماء نحو سطح الأرض عن الكمية التي تغادر هذا السطح. والندى هو ظاهرة جوية ليلية حيث يخفّى بسرعة بعد الفجر مباشرة. غير أنه في بعض المناطق نادرة الأمطار من الممكن صيانة مياه الندى واستخدامها. فعلى سبيل المثال تقام ما تعرف بمصائد الندى في مناطق زراعات الكروم في جزيرة لانزاروت Lanzarote، إحدى جزر الكناري Canaries. ويستخدم الرماد البركاني المتوفر هناك بكثرة كمادة لدباء هذه المصائد حيث يعمل على عزل التربة أسفلها من تأثير أشعة الشمس المباشرة أثناء النهار كما أنه يبرد بسرعة أثناء الليل مما يساعد على تكون الندى ويمكن لزراعات الكروم بهذا الشكل أن تنمو، حتى في غياب الأمطار، على مياه الندى المتجمعة وحدها.

### توزيع التساقط

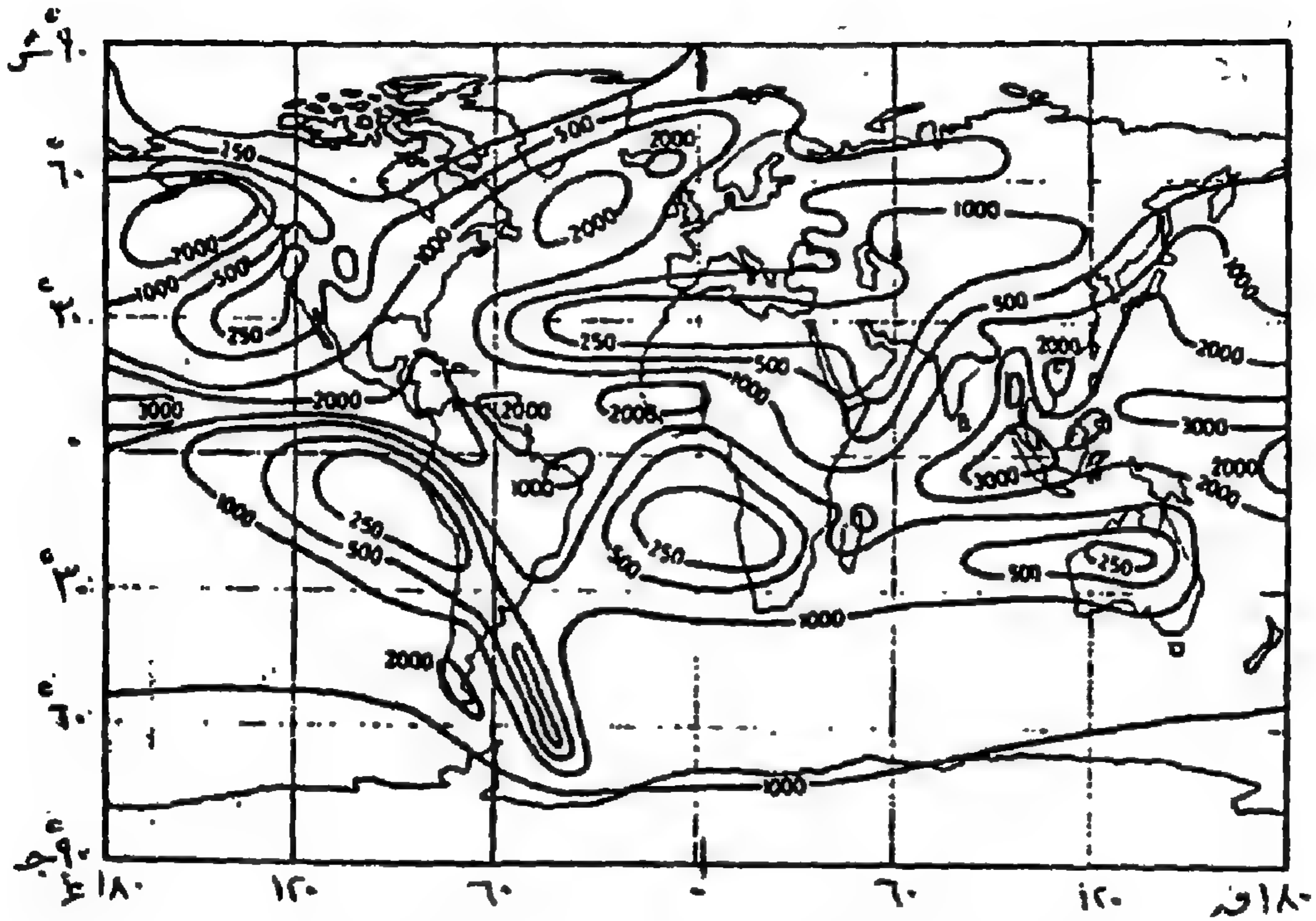
رأينا فيما سبق أن كثافة التساقط وكذلك مدته وبالتالي كمية التساقط في عاصفة معينة تتوقف على العمليات التي تؤدي إلى تكوين السحب المسببة لهذا التساقط، وأن التوزيع المكاني للتساقط يتوقف أيضاً على نفس تلك العوامل. وتحدد المنطقة ذات أعلى كمية تساقط سنوية - أكثر من ٢٠٠٠ مم في السنة - في حزام يمر بالمناطق الاستوائية (شكل ١٥-٦)، أما المناطق التي تشغلها الصحاري دون المدارية وكذلك المناطق القطبية فتكون كمية التساقط السنوية أقل من ٢٥٠ مم. وتكون المعدلات السنوية في مناطق العروض الوسطى واقعة بين هاتين القيمتين حيث تبلغ بشكل عام حوالي ١٠٠٠ مم في السنة.

ويرتبط التساقط في معظم أجزاء المناطق المدارية بنشاطات تيارات الحمل. حيث تحدث حركات رأسية قوية في حزام تتغير حدوده نوعاً ما. ويقع بالقرب من خط الاستواء وتؤدي هذه الحركات القوية إلى انطلاق بخار الماء الموجود بوفرة مما يؤدي إلى خلق أو تكوين نظام عواصف كثيفة قصيرة الأجل تنشأ عن السحب الركامية. وحيث تكون معدلات سقوط الأمطار التي تتجاوز ١٠٠ مم في الساعة أمراً شائعاً. ورغم أن مكان هذه العواصف يتحدد بالخصائص الطبوغرافية جزئياً إلا أن هذه العواصف يمكن أن تحدث بشكل متفرق وفي أي مكان دون نمط اتجاهي معين بحيث لا يحدث التساقط في مكان معين بذاته كل يوم، رغم أنه قد يحدث أن تقع عاصفة في المنطقة بالفعل كل يوم.

وترتبط حركات الصعود الرأسية الأكثر انتشاراً بتيارات ودورات أعاصير المحيط الهندي



والمعرفة باسم المونسون (\*) Monsoon الموسمية وهي عواصف تامة الاكتمال فوق المناطق المدارية في آسيا. ورغم أنها تمثل نظاماً موسمياً ثابتاً للتساقط إلا أن آثار التيارات الصاعدة المحمولة بالصعود الديناميكي والدفع الطبوغرافي والتي تتحد معاً تؤدي إلى إنتاج كميات أمطار كلية سنوية عالية. وقد تكون معدلات الأمطار المحلية عالية جداً، غير أن عواصف المونسون تتميز بأمطار أقل كثافة، ممتدة لمدد طويلة.



(شكل رقم ١٥-٦) التساقط السنوي (مم) على مستوى كوكب الأرض

وفي المناطق الواقعة في العروض الوسطى يرتبط الجزء الأكبر من التساقط بوجود الإنخفاضات الجوية والجبهات والتي ينتج عنها عمليات صعود أو رفع واسعة النطاق وهذه تنتج عنها فترات ممتدة من الأمطار الخفيفة التي تغطي مساحات واسعة. ويمكن أن تختلف كميات الأمطار بشكل كبير رغم أنه يمكن اعتبار كميات تتراوح بين ١ إلى ٢ ملم في الساعة كميات

(\*) أعاصير المونسون: أعاصير موسمية تنشأ من انعكاس موسمي للرياح بحيث تهب إلى الشواطئ في فصل الصيف، مسببة أمطاراً غزيرة. بينما في فصل الشتاء تهب بعيداً عن الشاطئ. وترتبط أساساً بالمحيط الهندي. ويرجع الاسم إلى أحد أصلين: اللفظ البرتغالي Manção أو اللفظ العربي Mausim وكلاهما يعني وقت أو فصل أو موسم.

عادية ممثلة لهذه المناطق. وتتحدد كثافة الأمطار جزئياً بمقدار بخار الماء المتاح والذي يعتمد بدوره على مصدر الهواء الذي يتم رفعه إلى أعلى. فالهواء القادم مباشرة من المحيطات في المناطق دون المدارية - حيث تكون معدلات التبخر عالية - يؤدي عادة إلى سقوط كميات أعلى من الأمطار. بينما إذا كان مصدر الهواء هو الصحارى الاستوائية فإنه يكون أكثر جفافاً، ومن الشائع تحت هذه الظروف أن تعمل جزئيات الغبار والرمل كنوايات للتكاثف ومن ثم يتم ترسيبها بمقادير كبيرة مع مياه الأمطار.

وتعد نشاطات الحمل في مناطق العروض الوسطى ظواهر صيفية وقد تبلغ كثافتها كثافة نظيرتها في المناطق المدارية إلا أنها تكون أقل منها انتظاماً وثباتاً. ولقد سجل كمية أمطار مقدارها ٣١ مم في دقيقة واحدة (١٨٦٠ ملم في الساعة) في ولاية ميريلاند بالولايات المتحدة الأمريكية في عام ١٩٥٦ وكذلك كمية قدره ١٢٦ ملم في ٨ دقائق (أي ٩٤٥ ملم في الساعة) في منطقة بفاريا بألمانيا في عام ١٩٢٠. ويمكن أن تؤدي عمليات دفع الهواء الشديد إلى أعلى والمرتبطة بالضرورة بهذه الظواهر الجوية إلى نتائج مثيرة للدمشة. ففي ٩ فبراير سنة ١٨٥٩ تلقت مساحة من الأرض قدرها حوالي ١٠٠٠ مليمتر مربعاً موجودة بوسط أبردير Aberdare بمقاطعة ويلز ببريطانيا أمطاراً تحوى أسماكاً صغيرة كما أنه أثناء مسابقات اليخوت الأولمبية في أكتوبر ١٩٦٨ تعرضت منطقة أكابولكو بالمكسيك لعاصفة قوية نتج عنها تساقط سرقات حية تراوحت أطوالها من ٥ إلى ٢٥ مليمتر.

ويرجع انخفاض كمية التساقط في الأقاليم دون المدارية أساساً إلى عدم توفر الميكانيكية التي تؤدي إلى حدوث حمل الهواء وصعوده والوصول به إلى درجة التشبع وبالطبع فإن هناك رطوبة كافية في الهواء الجوي الموجود فوق المحيطات وكذلك - إلى حد كبير - ذلك الموجود فوق الأرض اليابسة. وعلى خلاف ذلك فإن كميات التساقط المنخفضة عند المناطق القطبية ترجع في واقع الأمر إلى نقص رطوبة الهواء بقدر ما ترجع إلى عدم وجود ميكانيكيات الحركة الرأسية للهواء.

ويمكن التعبير عن التوزيع المكاني للأمطار في شكل عدد الأيام الممطرة في السنة. واليوم الممطر يعرف عادة بأنه اليوم الذي تسقط خلاله كمية من المطر قدرها ٠,٢ ملم أو أكثر. ويختلف متوسط عدد الأيام الممطرة من أكثر من ١٨٠ يوماً في السنة في المناطق الساحلية الرطبة مثلما في ولاية واشنطن الدافئة شمال الساحل الشرقي للولايات المتحدة إلى ما يقل عن يوم واحد في السنة في المناطق شديدة الجفاف. وتوجد بشكل عام علاقة وثيقة بين عدد أيام المطر وبين الكميات الكلية للأمطار. فعلى سبيل المثال تقع المناطق المنخفضة في جزر هاواي بالولايات المتحدة في منطقة مناخية مختلفة تماماً عن قمم الجبال. وبينما تكون كمية المطر وكذلك عدد الأيام الممطرة قليلة في هذه المناطق المنخفضة فإن قمم جبل راى - ايل - ايل - ايل بجزيرة كاواي Kauai - إحدى جزر هاواي - يمكن أن تكون أكثر الأماكن تعرضاً للمطر في العالم حيث تسقط عليها كمية من المطر الكلي السنوية تبلغ ١١٤٥٥ ملم، كما أن متوسط أيام المطر في السنة يبلغ ٢٣٥ يوماً. وتؤثر موسمية سقوط الأمطار - رغم ذلك - على تلك العلاقة



بين كميات المطر الكلية وعدد الأيام الممطرة. فالمناطق التي تتأثر بعواصف المونسون الآسيوية يمكن أن تتعرض لكمية أمطار كلية تقترب من تلك الخاصة بجبل واى - ايل - ايل ولكن نظراً لوجود موسم مطيرة رطبة وأخرى جافة محددة فإن عدد الأيام الممطرة الكلية يكون حوالى نصف عدد الأيام المسجلة لذلك الجبل فى جزيرة كاواى.

وعلى هذا فإن العلاقة بين كمية المطر وعدد الأيام الممطرة تعتمد بشدة على النظام المناخى وكذلك على طبيعة الأنظمة والظواهر الجوية المسببة للمطر أو التساقط بشكل عام. ولكثير من الأغراض فإن كمية الأمطار الكلية على مدى فترة معينة يعد أكثر مقاييس المطر فائدة، غير أنه فى بعض الحالات يكون استخدام عدد أيام المطر أكثر ملاءمة. ومن المؤسف أن معظم النشرات السياحية عند وصفهم للمناخ يتناولون احصائيات القيم المتوسطة الشهرية للأمطار بينما قد يكون متوسط عدد الأيام الممطرة فى شهر معين أكثر فائدة بكثير بالنسبة للأشخاص الذين يودون القيام بعطلات للترفيه أو الترويج فى مكان ما.

### التساقط على المستوى المحلى :

على الرغم من أن الاعتبارات السابقة والمأخوذة على مستوى الأرض ككل تشرح الملامح الرئيسية للتساقط فى مناطق معينة، إلا أنه عند أية نقطة معينة فإنه من الممكن أن توجد أشكال عديدة من التساقط وكذلك أن تكون هناك اختلافات فى تكرار حدوثه وشدة (كثافته) وكذلك طول مدة حدوث التساقط، إلا أن هناك اعتباران هامين لهما علاقة بالتساقط عموماً على المستوى المحلى ينبغى النظر إليهما: أولهما هو موضوع العواصف الرعدية Thunderstorms، والثانى يتعلق باستخدام معلومات التساقط والتي تكون أكثر فائدة على هذا المستوى المحلى على وجه الخصوص.

### أنواع التساقط

يقصد بالتساقط، كما ذكرنا، الماء فى حالته السائلة أو الصلبة الذى يسقط على سطح الأرض هو يحدث نتيجة تكاثف بخار الماء العالق بالجو، وتقترب عملية سقوطه بالهواء الصاعد. ويمكن تقسيم التساقط تبعاً للطريقة التى يحدث بها إلى ثلاثة أنواع رئيسية هى :

١- التساقط الإعصارى الذى يحدث نتيجة تقابل كتلتان من الهواء أحدهما دفيئة والأخرى باردة، فإن الهواء الدافئ يرتفع إلى أعلى فوق الهواء البارد مما يؤدي إلى تكاثف رطوبة الهواء الدافئ وتحولها إلى سحب ثم أمطار. ويحدث ذلك فى مناطق الانخفاضات الأعاصير الجوية كما هى الحال فى حوض البحر المتوسط وغرب أوروبا فى فصل الشتاء .

٢- التساقط التضاريسى، ويحدث نتيجة اعتراض الحواجز الجبلية للهواء المحمل بالرطوبة فيضطر هذا الهواء للارتفاع فيبرد ويتكاثف ما به من بخار الماء.. ولذلك تتميز سفوح الجبال المواجهة للرياح الرطبة بغزارة أمطارها عن السفوح التى تقع فى الجانب الآخر والتي



تعرف باسم مناطق ظل المطر Rain Shadow. ويتمثل هذا النوع في منطقة جبال الروم،  
والأنديز المواجهة للرياح العكسية وكذلك جبال الغات الغربية في الهند المواجهة للرياح  
الموسمية الصيفية.

٣- التساقط الانقلابي: وهو يحدث نتيجة لتسخين الهواء وتمدده وارتفاعه إلى أعلى فيبرد  
وتتكاثف الرطوبة به كما هي الحال في المناطق الاستوائية التي تشهد بها درجة الحرارة،  
وخاصة أثناء النهار فترتفع الأبخرة إلى أعلى وتتراكم السحب وتسقط الأمطار عادة في  
المساء في شكل درجات ثقيلة.

ويمكن توزيع الأمطار في العالم (شكل رقم: ١٦-٦) إما على أساس كمية المطر السنوي،  
أو على أساس فصلية المطر أو مدى الاعتماد عليه. وإذا اخترنا فصيلة المطر كأساس لتوزيع  
الأمطار في العالم فاندنا نجد أن ذلك يعرف بنظام التساقط أو نظم المطر وذلك تبعاً للاختلاف  
الواضح في نظام سقوط المطر على مدار السنة في العروض والجهات المختلفة من العالم.  
ويمكن أن نتعرف في توزيع الأمطار على نظم المطر الآتية (شكل: ١٧-٦):

١- النظام الاستوائي: وهو يتمثل في الجهات الاستوائية (بين ٥ درجة شمال وجنوب دائرة  
الاستواء) وتسقط أمطاره طول العام وتمتاز بغزارتها في الاعتدالين ومصدر الأمطار هنا هي  
الأمطار الانقلابية. وتتراوح كمية المطر السنوي بين ١٠٠٠ إلى ٢٠٠٠ ملليمتر (شكل: ١٧-٦)

٢- النظام المداري: ويتمثل في العروض ما بين ١٥ درجة إلى ٢٠ درجة شمالاً وجنوباً. ويسقط  
معظم المطر في فصل الصيف وتتراوح كميته بين ٥٠٠ - ١٠٠٠ ملليمتر.

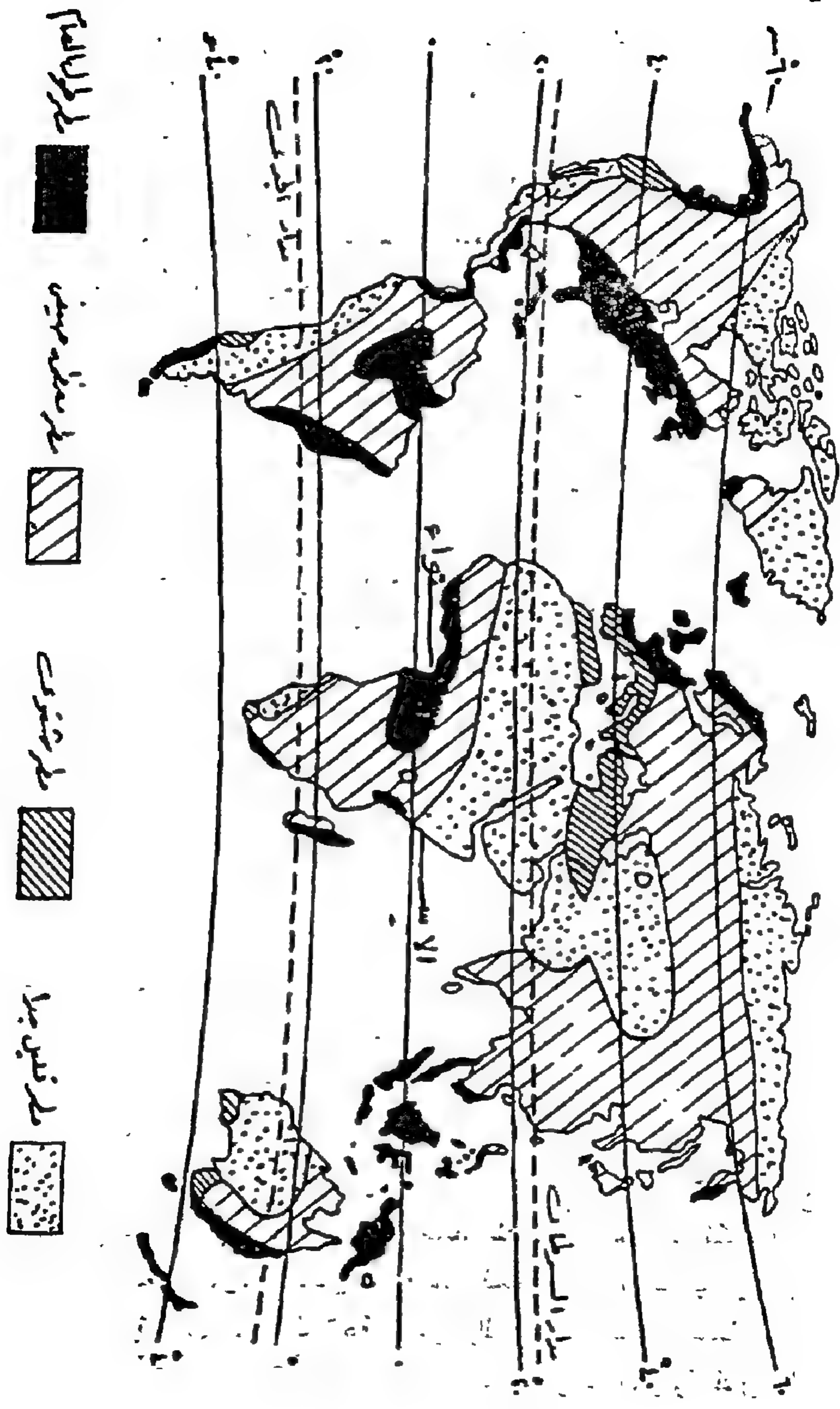
٣- النظام الموسمي: ويوجد في المناطق التي تهب عليها الرياح الموسمية وأمطار صيفية قد  
تصل في معدلها إلى ٢٠٠٠ ملليمتر (شكل: ١٧-٦ ب).

٤- النظام السوداني: تتركز قمة المطر في هذا النظام صيفاً، حيث يصبح الشتاء جافاً، وكمية  
المطر أقل منها في الاقليم الاستوائي، وتأخذ كمية المطر في التدرج نحو القلة حتى تصل  
إلى الاقليم الصحراوي الحار، (شكل: ١٧-٦ ج).

٥- النظام الصحراوي: ويتمثل في العروض ما بين ١٨، ٢٠ شمالاً وجنوباً في غربي القارات  
وتلعدم أو تقل فيه الأمطار كثيراً إذا تصل كمية المطر هنا إلى أقل من ٢٥٠ ملليمتر  
ومعظمها يسقط في فصل الشتاء.

٦- نظام البحر المتوسط: وهو يتمثل بين دائرتي عرض ٣٠، ٤٠ شمالاً وجنوباً في غرب  
القارات. والأمطار هنا تسقط شتاءً بفعل الانخفاضات الجوية وهي لذلك تتفاوت في  
كميتها ولكنها تتراوح بين ٣٥٠، ١٠٠٠ ملليمتر (شكل: ١٧-٦ د).

٧- نظام جنوب الصين: ويتمثل في العروض بين ٢٥، ٣٥ شمالاً وجنوباً في شرق القارات.  
وأمطاره طول العام ولكنها تزيد نوعاً في فصل الصيف وتتراوح كميته بين ٧٥٠، ١٥٠٠  
ملليمتر في السنة (شكل: ١٧-٦ هـ).



(شكل رقم ٦٠-٦٦) التوزيع الفعلي للأمطار في العالم

- ٨- نظام غرب أوربا: ويوجد على السواحل الغربية للقارات في العروض ما بين ٤٠° ، ٦٠° ومطره طول العام ولكنه يفر في فصل الشتاء (شكل: ١٧-٦هـ).
- ٩- النظام البحري: هو يمثل في شرق القارات في نفس عروض نظام غرب أوربا ومطره أيضاً طول العام ولكن معظمه يسقط في فصل الصيف (شكل: ١٧-٦هـ).
- ١٠- النظام القاري: ويوجد في داخل القارات في نفس العروض السابقة لكل من النظم البحرية في شرق القارات ونظام غرب أوربا ومطره معظمه يسقط صيفاً نتيجة تركيز الضغط المنخفض واندفاع الرياح نحو داخل القارات (شكل: ١٧-٦هـ).

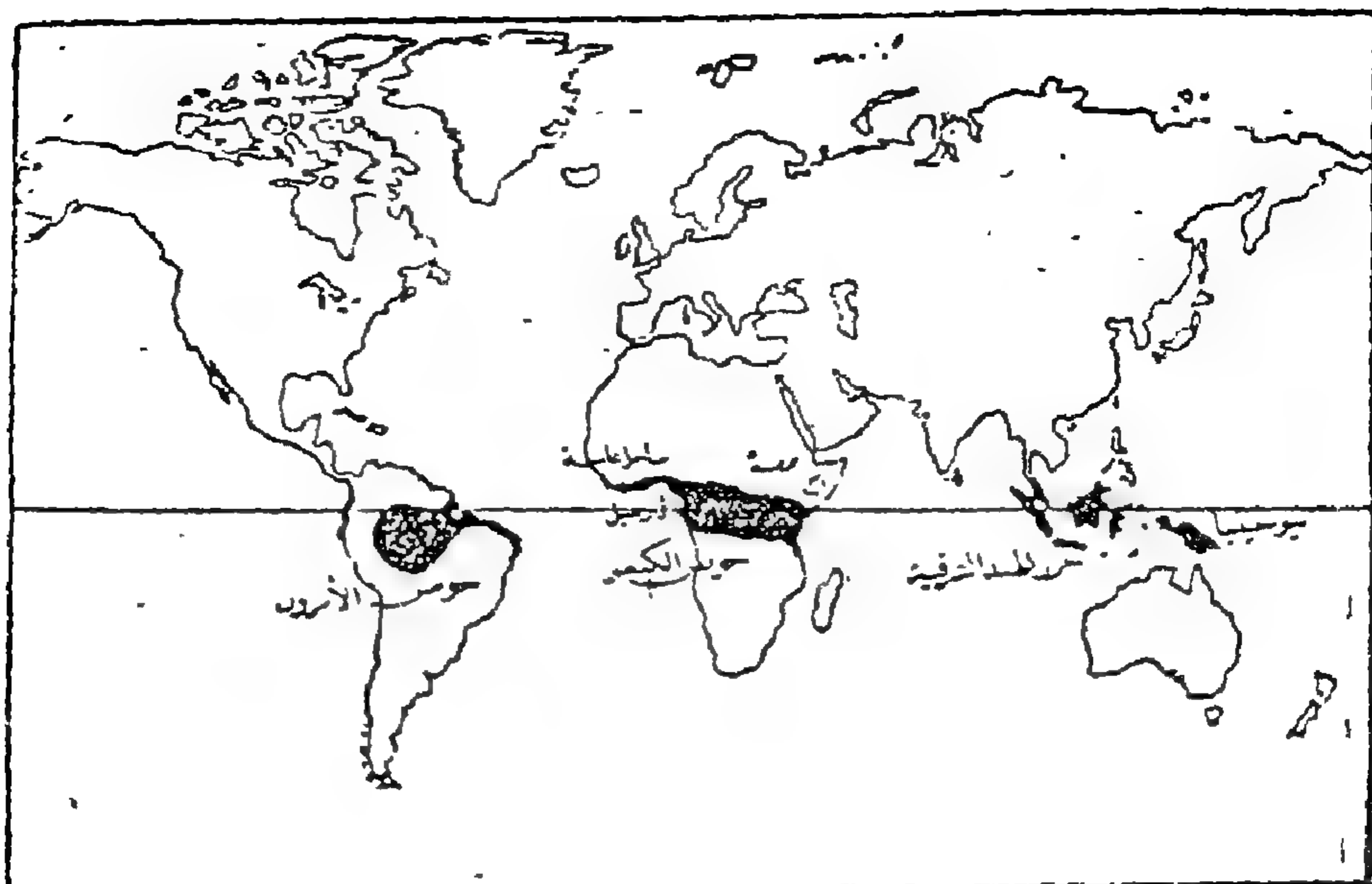
#### الثلج والبرد

قد تتساقط قطرات المطر على شكل بلورات ثلجية إذا كانت درجة الحرارة في طبقات الجو العليا أقل من درجة الصفر المئوي ولكنها تذوب عند هبوطها في هواء دافئ. وتتحول بلورات الثلج إلى قطرات من الماء. أما إذا كبرت بلورات الثلج ولم تذوب قبل هبوطها على سطح الأرض فإنها تعد ثلجاً في هذه الحالة وإذا كانت التيارات الهوائية الصاعدة قوية بأنها تحمل قطرات الماء الذائبة قبل وصولها سطح الأرض وترفعها إلى طبقات الجو العليا في الجو التي تكرر درجة حرارتها منخفضة ونتيجة لذلك تتجمد قطرات الماء وتتحول إلى ما يعرف بالبرد، ولكن هذه القطرات المتجمدة تهبط مرة ثانية إلى طبقة دنيا نقل فيها حركة التيارات الصاعدة، أثناء سقوط تتجمع عليها طبقة أخرى من الجليد ثم تحملها التيارات الصاعدة مرة أخرى. وهكذا تتوالى عملية الصعود والهبوط حتى يكبر حجم حبات البرد فينقل وزنها وتسقط على سطح الأرض. وأكثر مناطق سقوط البرد هي العروض الوسطى إذ أنه نادر الحدوث في كل من العروض العليا أو العروض المدارية.

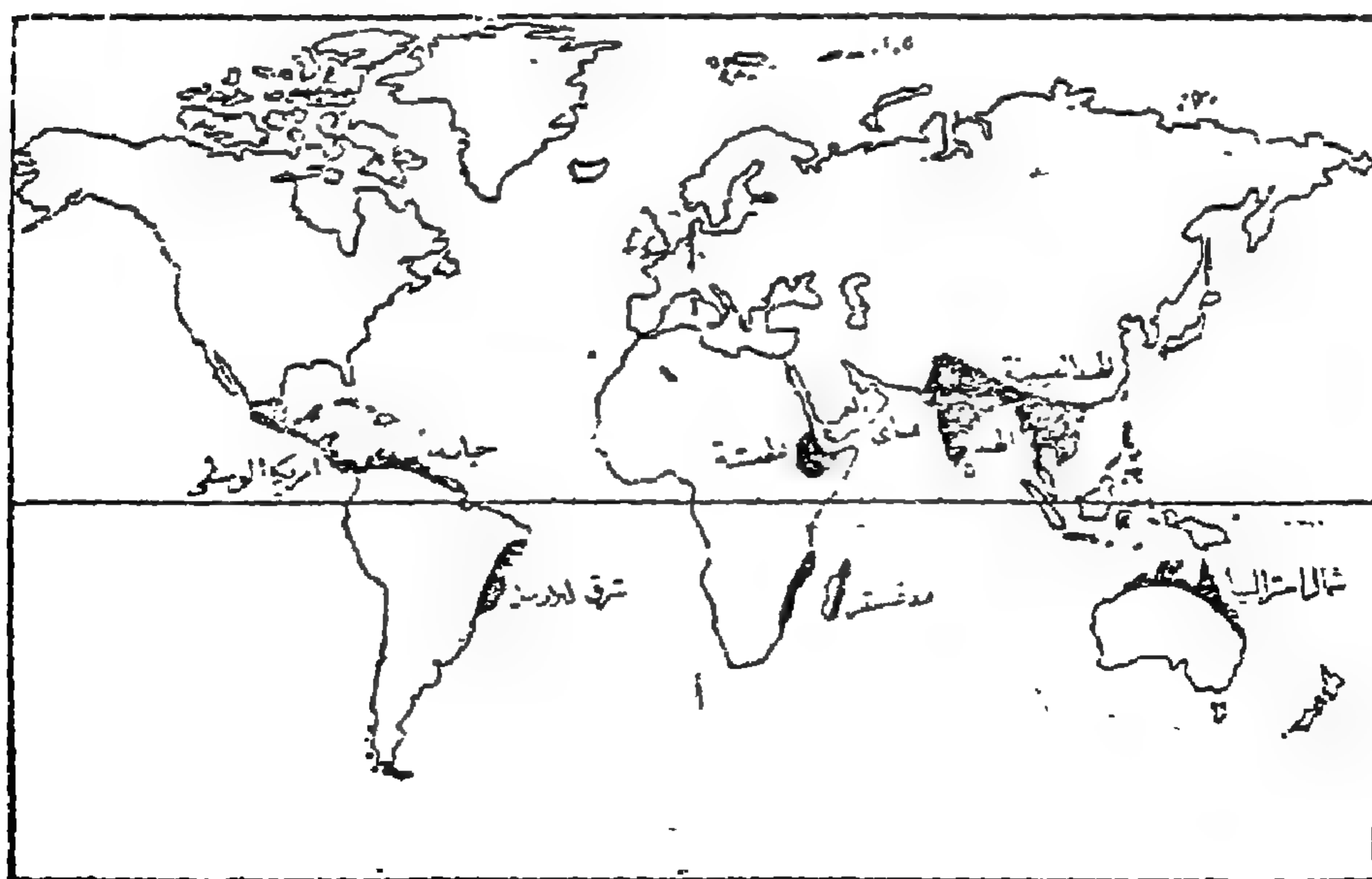
#### الضباب Fog

يعد الضباب أحد مظاهر التكاثف بالقرب من سطح الأرض، ولكن يظل به بخار الماء المتكاثف عالماً بالجو فيما يشبه السحب المنخفضة. ويحدث الضباب نتيجة انخفاض درجة حرارة الهواء إلى ما دون درجة حرارة نقطة الندى بسبب فقدان الأرض لحرارتها بالإشعاع ليلاً، أو لاختلاط هواء الكتل الباردة بهواء الكتل الدفيلة أو عند التقاء تيارات بحرية تحمل هواءً دفيئاً رطباً بأخرى باردة تحمل هواءً بارداً جافاً كما هي الحال عند جزر اليابان وجزر نيوزيلاند. وتقاس بعض المدن في العالم مثل مدينة لندن - إنجلترا من تكاثف الضباب عليها حيث يكون الهواء محملاً بذرات الغبار الناتج عن المخلفات الصناعية والذي من نتائجه انخفاض مدى الرؤية وتعطيل حركة الملاحة الجوية والبحرية. ويحدث الضباب فوق المحيطات أكثر منه فوق اليابس وأكثر الجهات تعرضاً للضباب هي السواحل الغربية للقارات في العروض المدارية وشبه المدارية وسواحل شمال غرب أوربا وشمال غرب أمريكا الشمالية.

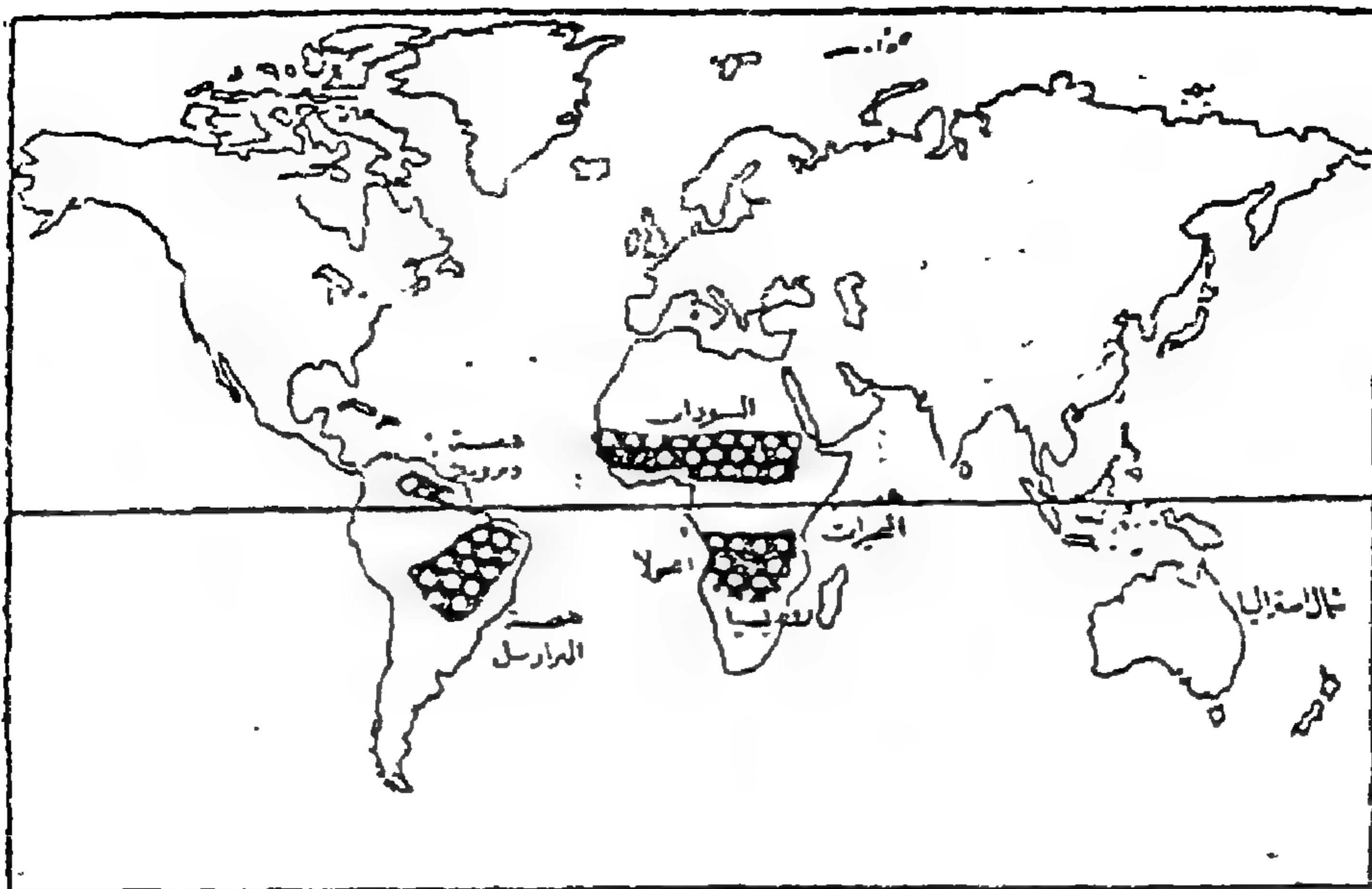




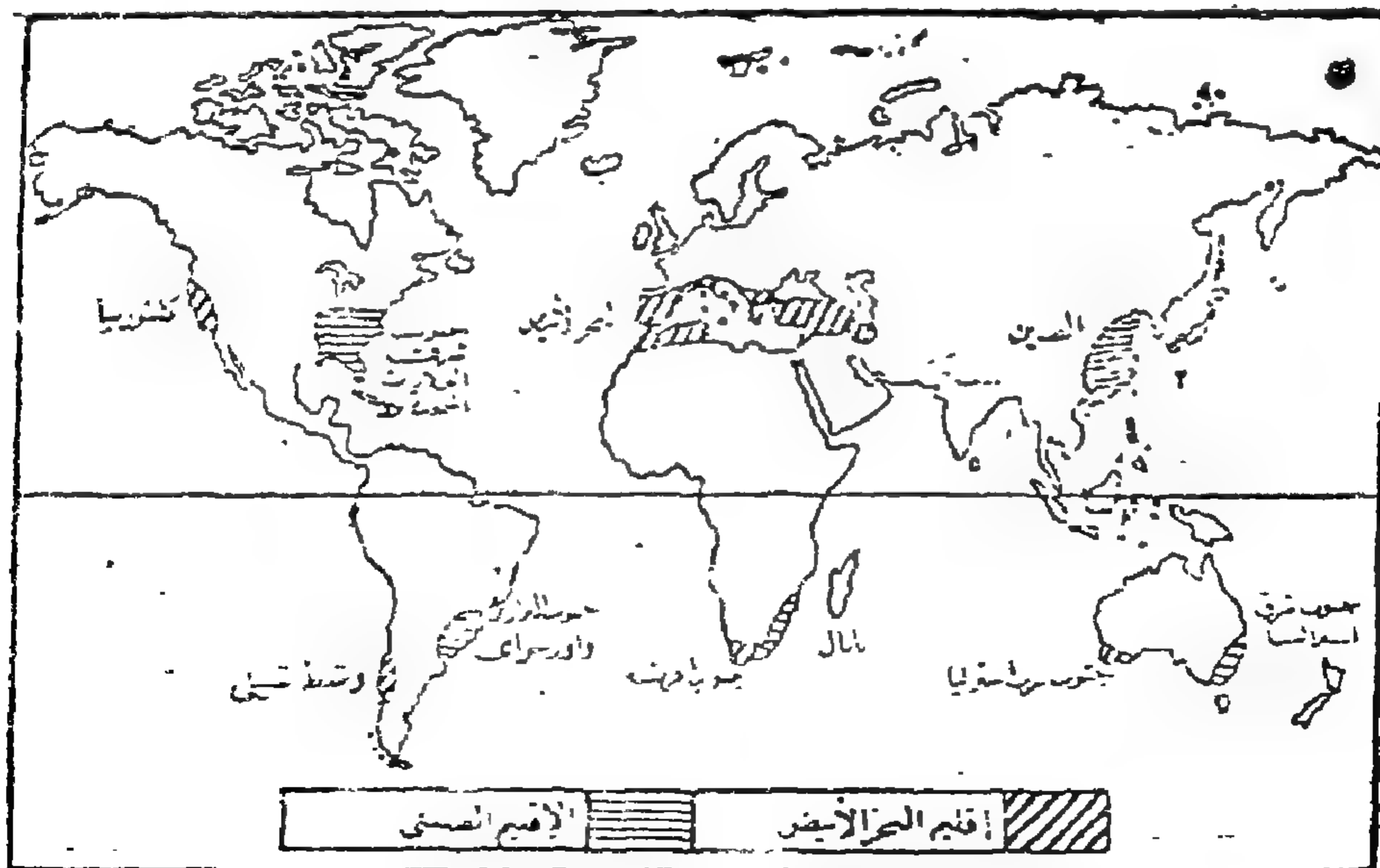
(شكل رقم ١٢-٦) ١- النظام الاستوائي للمطر



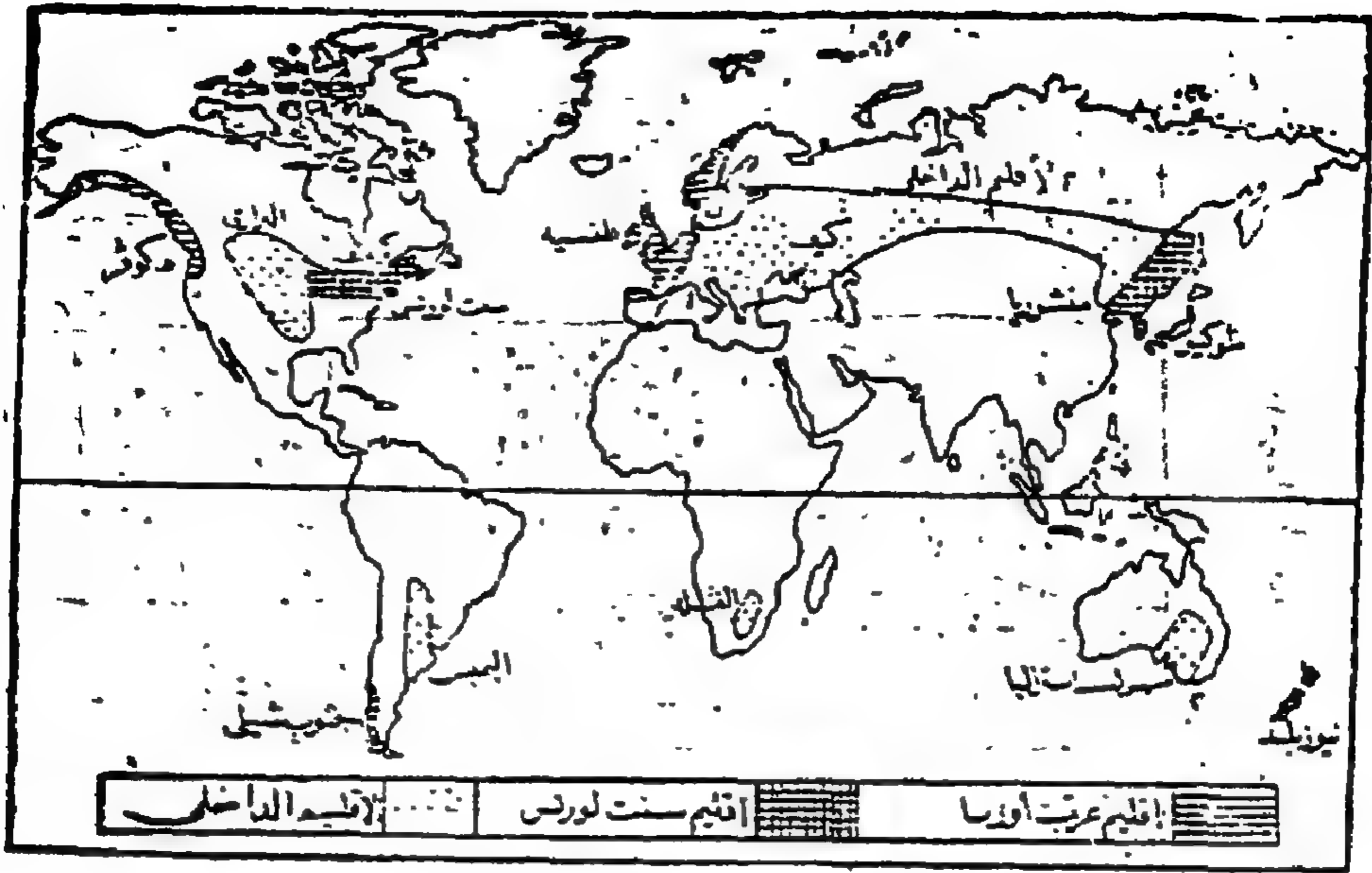
(شكل رقم ١٧-٦) ب- النظام الموسمي للمطر



(شكل رقم ١٧-٦) جـ- النظام السوداني للمطر



(شكل رقم ١٧-٦) د - نظاما البحر المتوسط والصين للمطر



(شكل رقم ١٧-٦) هـ - نظم مطر: غرب أوروبا، البحري، القاري (الداخلي)

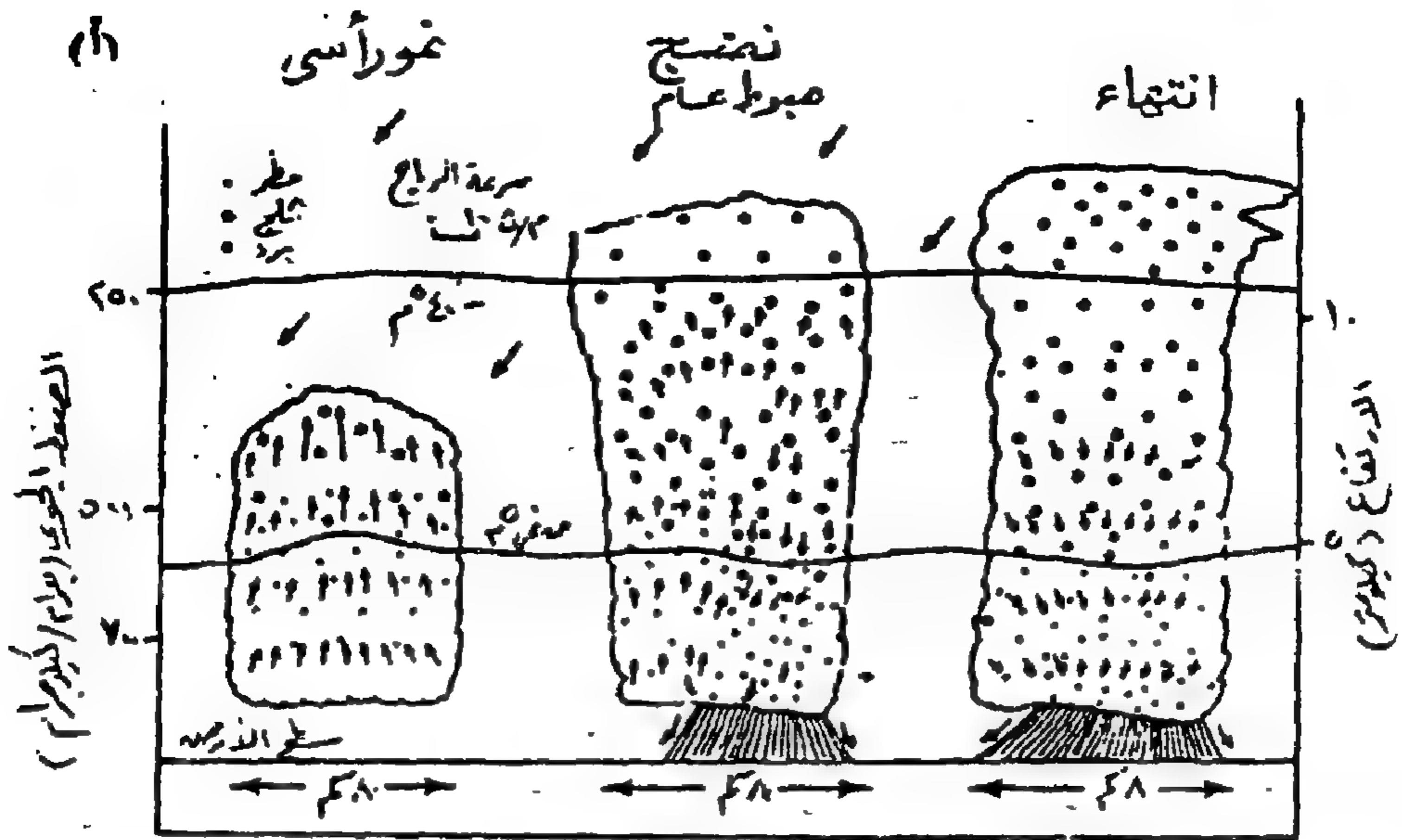
### الصقيع

وهو أيضاً مظهر من مظاهر تكاثف بخار الماء فوق سطح الأرض. ويتكون الصقيع على الأسطح المكشوفة عندما تكون السماء خالية من السحب تماماً مع سكون الهواء وقلة الرياح السطحية وتوفر الرطوبة الجوية، فيعمل كل ذلك على تسرب الإشعاع الأرضي إلى الفضاء بسرعة كبيرة فيبرد سطح الأرض أكثر من طبقة الهواء التي تعلوه والتي بالتالي تنخفض درجة حرارتها. فإذا كان هذا الانخفاض إلى ما دون درجة حرارة نقطة الندى حدث للتكاثف على السطح المعرضة للجو مباشرة على شكل صقيع Frost بين شقوق التربة وعلى سطحها إذا كانت درجة حرارة نقطة الندى أقل من درجة الصفر المئوي.

### العواصف الرعدية:

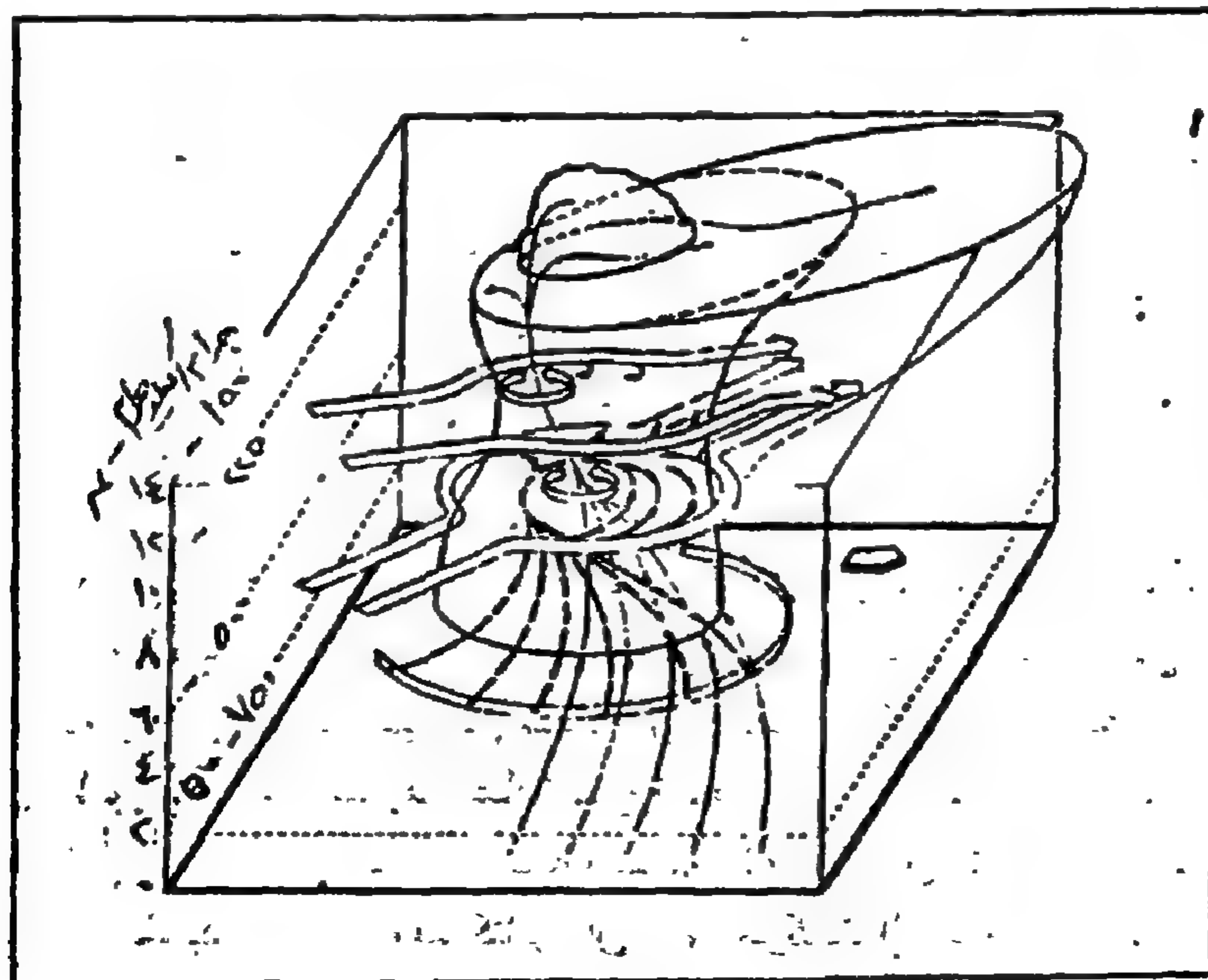
تعد العواصف الرعدية واحدة من أكثر الأمثلة ابهاراً فيما يتعلق بالعمليات المرتبطة بالماء الموجود في الجو. وهذه الظاهرة هي ظاهرة محلية المستوى حيث يمكن أن تحدث في أى مكان في العالم تقريباً، وتتكون العاصفة الرعدية من سلسلة من السحب الركامية العملاقة. حيث تمر كل منها بمراحل تطور متتابعة تعرف عادة بدورة حياة في مدة قدرها حوالي نصف الساعة (شكل ١٧-٦ أ). ولكي يبدأ تكون سحابة رعدية فإنه يجب أن يتوفر أساساً جو رطب يتصف بعدم الاستقرار الشديد. وفي ظروف كذلك فإن بدء الحركات الرأسية يكون سهلاً وتكون السحابة الأولى عبارة عن سحابة ركامية رأسية ترتفع كالفقاعة. وبمجرد بدء التكاثف فإن انطلاق الحرارة الكامنة يعطى طاقة اضافية، مما يزيد من سرعة التيارات الصاعدة مع زيادة الارتفاع. ونتيجة لهذا الصعود السريع فإن قطرات الماء السائل الفائقة البرودة يمكن أن تحمل





(شكل رقم ١٧-٦)

(أ) دورة حياة نمطية لخلية عاصفة رعدية توضح مرحلة النمو الرأسي، ومرحلة التضخم - Ma، ومرحلة الانتهاء - Dissipating stage.



(شكل رقم ١٧-٦)

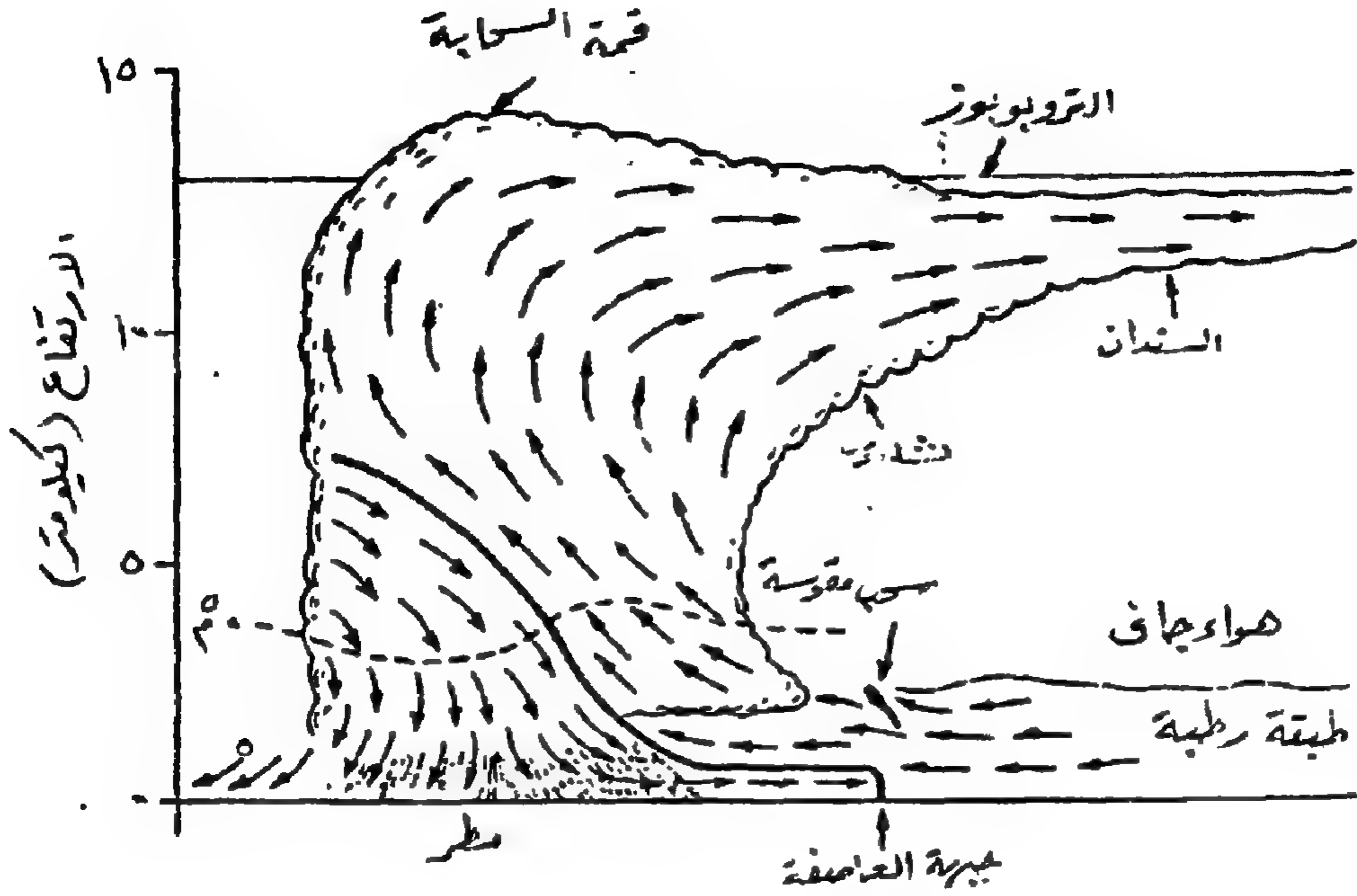
(ب) تمثيل ثلاثي الأبعاد لسحابة من نوع المزن الركامي - cumulonimbus.

بعيداً إلى أعلى بكثير من مستوى التجمد وتتكون بسرعة قطرات فى الأحجام القابلة للتساقط. وعندما يبدأ سقوط المطر من السحابة تكون هذه السحابة قد وصلت إلى درجة اللصق. ويؤدى هذا التساقط إلى حدوث تيارات هابطة (شكل ١٧-٦ (ب)). وفى البداية تكون التيارات الهابطة هذه قرب الحافة التى تقود حركة السحابة وتعمل على هبوط رقاقات الثلج أو كرات البرد إلى ما تحت مستوى التجمد، وتسود هذه التيارات الهابطة باضطراب وتعمل على التقليل من حالة عدم الاستقرار محلياً مما يؤدى إلى إضعاف التيارات الصاعدة تماماً. وفى الوقت نفسه تكون قمة السحابة قد أصبحت قريبة من طبقة التروبوز Tropopause وتبدأ فى الانتشار والامتداد الجانبى وتكون أقصى سرعات للصعود فى هذا الوقت موجودة فى منتصف السحابة.

وبانتهاء التيار الصاعد تدخل السحابة مرحلة الانتهاء فبدون التيارات الصاعدة لا يمكن لقطرات السحابة أن تنمو، وبذلك يتوقف التساقط، وتتبخر القطرات المتبقية بالسحابة، وتعود إلى الهواء. وينشأ هذا فى العادة نتيجة للتيار الهابط البارد الذى يقطع الهواء السطحى الدافئ أمام السحابة مؤدياً إلى تحرير حالة عدم الاستقرار الكاملة. وعلى هذا فإن العاصفة قد تستمر فى شكل سحابة أخرى، وعادة فإن السحب التالية تكون أقل طاقة (وبالتالى أقل حدة) من السحابة الأولى. ويرجع ذلك ببساطة إلى أن كل واحدة من هذه السحب تعمل على إعادة توزيع درجات الحرارة الرأسية، فتقلل بالتالى من حالة عدم الاستقرار.

ولقد افترض فى حالة العواصف الرعدية أن هناك تفاوتاً رأسياً صغيراً فى سرعة الرياح. ويكون هذا هو الحال النمطى للعواصف الرعدية الناشئة عن الكتل الهوائية وهو النوع الشائع فى المناطق المدارية، وكذلك تمثل النوع من العواصف الرعدية الصيفية المنفرقة والتى تحدث بشكل مميز فى المناطق المعتدلة (مناطق العروض الوسطى) فى أوقات ما بعد الظهر. غير أن معظم العواصف الرعدية الشديدة فى مناطق العروض الوسطى يحدث عندما يكون هناك اختلاف رأسى كبير فى سرعة الرياح، وتحرك هذه الخلايا بسرعة مساوية تقريباً لسرعة الرياح فى المنطقة المتوسطة من طبقة الأروبوسفير Troposphere. وهكذا فإنه عند المستويات المنخفضة تطفئ هذه الخلايا على الهواء المحيط وتحتويه بداخلها (شكل ١٨-٦). أما خارج العاصفة فإن الهواء المحيط يكون عادة تحت ظروف انقلاب حرارى ضعيف يعمل على منع حدوث أية تيارات حمل تلقائية خارج الخلية. ويقوم تيار الهواء الهابط البارد بقطع الهواء المحتوى بداخل الخلية ورفع إلى مستوى الحمل الحر، حيث يتحرك بعد ذلك إلى أعلى باتجاه التروبوز. وعند هذه المستويات العالية تكون حركة الرياح أسرع من حركة الخلية مما يؤدى إلى دفع قمة السحابة إلى الخارج فيما يشبه السندان Anvil أو ما يعرف بالتكوين السندانى. ويؤدى التيار الصاعد إلى حدوث التساقط الذى يسقط على سطح الأرض من خلال الجزء الخلفى من العاصفة المتحركة مكوناً منطقة التيارات الهابطة. ويتحرك جزء من التيار الهابط بمحاذاة الأرض تحت التيار الصاعد متسبباً فى تكوين جبهة الرياح الخاطفة. وتقوم جبهة الرياح هذه بقطع الهواء الدافئ من أسفل دافعة إياه إلى أن يرتفع ويلحق بالتيار الصاعد وينضم إليه. وهكذا فإنه فى عواصف الخلايا المتتالية يتكامل عمل كل من التيارات الصاعدة

والتيارات الهابطة معاً ولا يعملان ضد بعضهما البعض كما هي الحال في عواصف الكتل الهوائية. وهذا يعنى أن العاصفة يمكن أن تتواصل لمدة أطول وأن تصل إلى كثافات «شدة» أكبر بكثير. وفي حقيقة الأمر فإن كثيراً من الحالات المسجلة للعواصف ذات التساقط الأشد كثافة قصيرة المدى هي حالات مرتبطة بهذا النوع من العواصف.



(شكل رقم ١٨٠ - ٦)

حركة الحدود الخارجية لسحابة وللواء بالنسبة لحركة عاصفة من النوع ذي الخلايا المتتالية Squall Line Storm من اليسار إلى اليمين.

ينتج البرق Lightning، مع العواصف الرعدية، من فصل الشحنات بداخل سحابة رعدية. ورغم أن الميكانيكية التي تحدث بها عملية فصل الشحنات هذه ليست مفهومة بوضوح إلا أن أثرها هو إنتاج تدرج في الجهد الكهربى بداخل السحابة، وبين السحابة وسطح الأرض. وبمجرد أن يتجاوز هذا التدرج قيمة حرجة معينة تنتج ومضات البرق. وتبدأ الومضة بشرارة قائدة، تتحرك بشكل منعرج ولكن سريع وتكون موجهة عادة من السحابة إلى الأرض وتلتقى بشرارة منطلقة، فينتج ما يعرف بالصاعقة العائدة أو المرتدة في المسار الناتج عن الاثنتين. وهذا يعطى الوميض الناصع المرئى كومضات والذي قد يكون متبوعاً بشرارة أو اثنتين وبصاعقة عائدة ثانية. وفي الواقع فإن معظم ومضات البرق تتكون من ثلاث أو أربع صواعق بين كل منها فترات متناهية في القصر.



وتزدى هذه الصواعق إلى رفع درجة حرارة القناة التي تسرى فيها ويحدث هذا بسرعة كبيرة بحيث لا يمكن الهواء من التمدد مما يؤدي إلى ارتفاع الضغط داخل هذه القناة إلى ١٠ أو أحياناً ١٠٠ ضعف قيمته العادية. ويؤدي هذا إلى حدوث موجة من الصدمات تكبعت من هذه القناة وهي تتحول إلى الموجة الصوتية التي نسمعها في دوى الرعد. وبيلما يمكن رؤية البرق من مسافات بعيدة فإن الرعد يسمع فقط على مسافة حوالى ٢٥ كم فقط من مكان حدوث البرق ويرجع هذا جزئياً إلى التأثير الخافض للهواء نفسه، كما يرجع جزئياً كذلك إلى أن البناء الحرارى للهواء يضمن عادة حدوث انكسار للموجات الصوتية إلى أعلى بعيداً عن سطح الأرض.

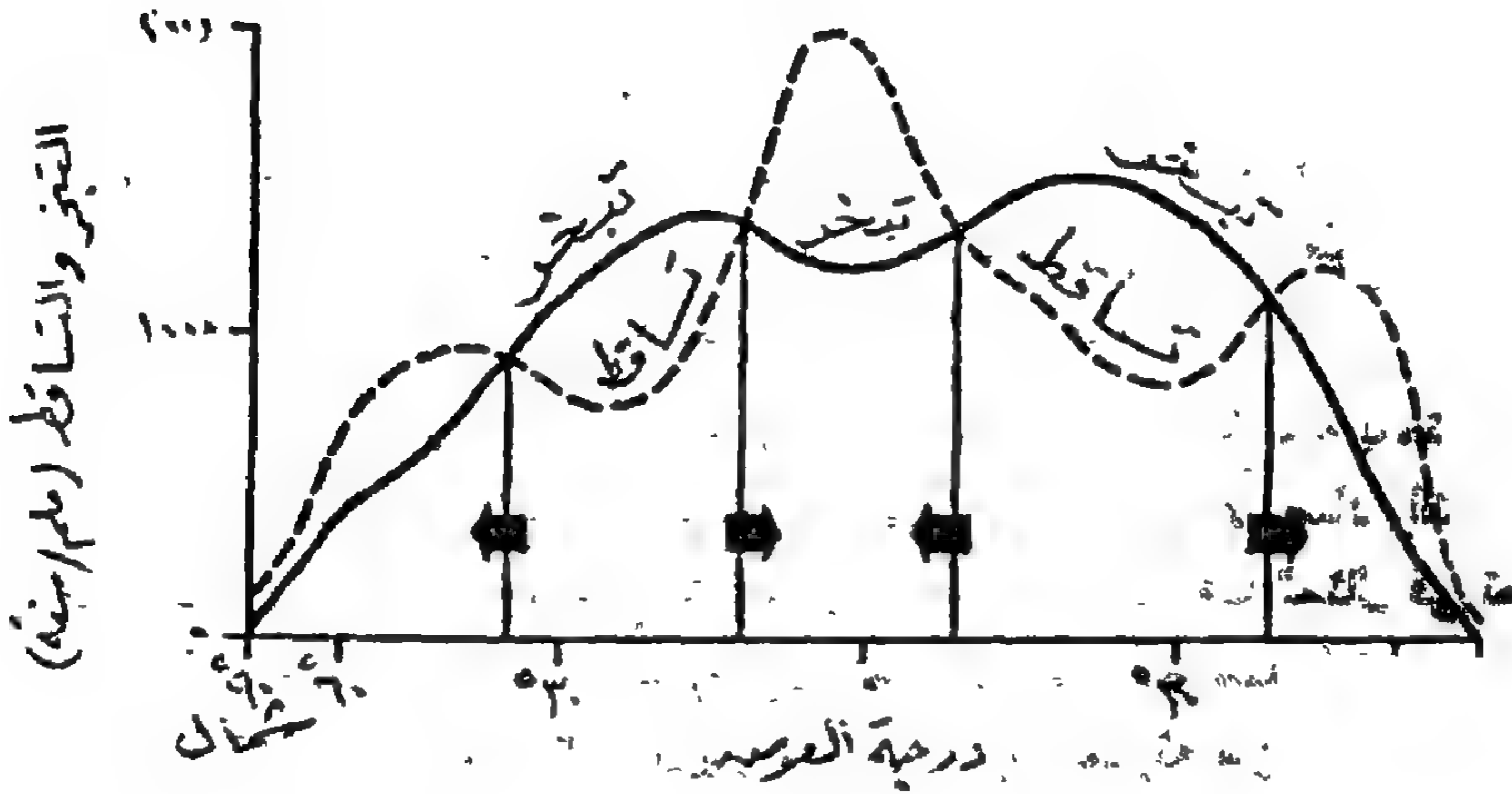
### القيمة العملية والتفعية لمعلومات التساقط

نقدم هنا مثالاً للتوضيح الجوانب العملية والتفعية المختلفة لاستخدام المعلومات الخاصة بالتساقط. ويوضح المثال نوعاً من المشكلات يكون المطلوب فيها هي معرفة الاحتمالات التي تقدر باستخدام المعلومات المناخية المسجلة والتي تعطى معلومات حول احتمال حدوث معين في خلال فترة زمنية معينة. ثم يأتي دور التوقعات الجوية قصيرة المدى التي يجب أن تستخدم للإرشاد فيما يتعلق بالوقت الفعلى المتوقع للحدث في ظل المعلومات قصيرة المدى المتوفرة تحت الظروف المناخية والجوية المحلية السائدة في وقت ما.

ويبين المثال التالى التفرقة بين استخدام المعلومات المناخية الخاصة باحتمالات مناخية معينة من أجل وضع استراتيجيات طويلة المدى، واستخدام معلومات الأرصاد والتوقعات الجوية من أجل وضع هذه الاستراتيجيات موضع التنفيذ. وتتمثل المشكلة في هذا المثال في تصميم شبكة الصرف في المدن، فمصارف العواصف (قنوات تصريف مياه العواصف) تصمم بحيث تكون كبيرة الحجم بما يكفي لاستيعاب أكبر جريان سطحي متوقع حدوثه من عاصفة ما خلال عمر المصرف الافتراضى. والأسلوب الواضح والذي يتناول البحث في البيانات الموجودة لأكبر عاصفة مسجلة هو أسلوب غير ملائم في هذه الحالة، حيث أن هذه البيانات تمثل عينة فقط من جميع الحالات المختلفة للحدوث، وليس هناك ضمان أن هذه البيانات تحتوى على أكبر العواصف الممكنة، ولحسن الحظ فإن هناك طرقاً احصائية معينة تعرف باسم تحليل القيمة المتطرفة يمكن بواسطتها تقدير القيمة الكبرى الممكنة من واقع مجموعة بيانات موجودة بالفعل. بعد ذلك يمكن عمل مجموعة من منحنيات الشدة/ المدة لمجموعة مختلفة من فترات العودة، ويمكن لمصمم نظام الصرف عند ذلك اختيار فترة العودة، واضعاً في ذهنه حلاً وسطاً معقولاً بين التكلفة وحجم النظام الذى يعطى له ضماناً بأن المصرف ملائم لكل احتمالات العواصف باستثناء حالات العواصف شديدة التطرف وغير العادية، كما أنه سيكون أمام المصمم مواجهة الاختلافات المساحية لمنحنيات الشدة/ المدة. وفي هذا الصدد فإنه من غير المحتمل أن تكون هناك بيانات مسجلة من شبكة كثيفة من أجهزة قياس المطر متاحة لكي تعطى المعلومات المطلوبة. ومن هنا فإن المعرفة بآليات انتاج التساقط يجب أن تؤخذ أيضاً في الحسبان - إضافة إلى البيانات المتاحة - للوصول إلى نوع التقديرات التي يحتاجها المصمم.

## الميزانية المائية

بعد عودة الماء إلى سطح الأرض تستكمل الدورة التي بدأت بعملية التبخر من سطح الأرض. ولقد أشرنا سابقاً أن معدلات التبخر تعتمد جزئياً على درجة توفر الماء والتي هي - فوق معظم أسطح الأرض اليابسة على الأقل - تعتمد بشدة على التساقط والفرق بين التساقط والتبخر في أية منطقة يمكن التعبير عنه - بشكل عام - بالميزان المائي للمنطقة. ولمفهوم الميزان المائي أهمية شديدة ومباشرة في المناطق اليابسة حيث أن أية زيادة للتساقط عن التبخر تمثل جرياناً على سطح أرض، أو يخزن في قطاع التربة أو يجري إلى البحيرات أو الأنهار وما شابهها. وبناء على ذلك فإن هذا المقدار يمثل الماء الذي يمكن للإنسان استخدامه. أما في مناطق المحيطات فإن الاهتمام بالميزانية المائية أخذ في التزايد - بعد أن أهمل طويلاً، وذلك مكوناً مهماً في التفاعلات الجوية - البحرية والتي لها أثر عميق على المناخ.



(١٠) المتوسط السنوي للتبخر والتساقط لوحدة المساحة بالمليمتر في

.. السنة (الأسهم توضح اتجاه تدفق بخار الماء في الجو)

وتلوك النظرية التي تعرف بها الميزانية المائية وكذلك الاستخدامات التي يمكن أن يولفت بها هذا المفهوم على المقاييس (المستويات) المكانية والزمنية موضع الاهتمام فالمفهوم الأكثر دقة يكون مطلوباً عند تناول المستويات الأصغر حيث يكون للميزان المائي المحلي أهمية من الأرض تطبيقات هامة لا سيما في المجال الزراعي. أما على مستوى القلي فإن الميزان المائي لسطح الأرض كثيراً ما يتركز على توزيع الغطاء النباتي الطبيعي، ولقد تم التعبير عن هذه العلاقة بطرق متعددة. وأحد الأمثلة النموذجية هو ذلك الذي يربط بين طاقة التبخر - التي تتغير بتغير (معدل) الرطوبة لأنواع مختلفة من الغطاء النباتي.

تلك المعاملات التي

تقاسمها - نلاحظ

وخلاصة القول أنه يجب أن يكون هناك توازن بين الماء المتبخر وذلك الساقط إلى الأرض في شكل أمطار وتساقط مختلفة على المستوى الكلي للأرض وتساوي كتلة بخار الماء الكلية الموجودة في الغلاف الجوي تقريباً كمية الأمطار الساقطة على سطح الأرض في أسبوع، ونظراً لأن كمية بخار الماء لا تتغير كثيراً مع الوقت فإن هذا قد يعنى أن الزمن المتوسط اللازم لدورة مائية كاملة هو حوالى أسبوع واحد. ورغم أننا أكدنا على المكون الرأسى لهذه الدورة، إلا أن هناك بالطبع حركات أفقية مهمة لبخار الماء تحدث في أثناء الوقت الذى يكون فيه عالقاً في الجو. وفي الواقع فإنه لا بد من وجود هذه الحركات الأفقية من أجل المحافظة على وجود اتزان مائى على مستوى الأرض ككل. (شكل: ١٩-٦). وفي الحقيقة فإنه تحدث حركات ضخمة لبخار الماء من مناطق مصادرة الأولية في المناطق دون المدارية إلى اتجاهى كل من المنطقة الاستوائية ومناطق العروض الوسطى والعروض العليا.

وتتطوى للحركات عبر دوائر العرض ليس فقط على انتقال بخار الماء بل على انتقال الطاقة كذلك. فالطاقة الموجودة في بخار الماء المتبخر (الطاقة الكامنة) في المناطق دون المدارية تتحرر أثناء عمليات تكوين السحب في المناطق الاستوائية. وفي الواقع فإن عملية انتقال الطاقة تعد من العمليات المهمة لدفع الدورات الجوية في المناطق المدارية، وبالمثل فإن انتقالها من المناطق دون المدارية باتجاه القطبين يلعب أيضاً دوراً هاماً في خلق الدورات الجوية في المناطق المعتدلة (مناطق العروض الوسطى).





الفصل السابع  
تصنيف المناخ  
والأقاليم المناخية





## الفصل السابع

### تصنيف المناخ

### والأقاليم المناخية

#### (المناخ الإقليمي)

#### مقدمة:

قد نجد من الصعوبة فهم مناخ أى إقليم فى العالم، مالم نحاول أن نتبين الفروق التى تميز بين أنواع الأقاليم المناخية داخل المنطقة. فبغيرها تبقى الصورة التى فى أذهاننا عن مناخ هذه المنطقة صورة مختلطة غير واضحة. ويمكن تقسيم سطح الأرض إلى مجموعات من الأقاليم التى تتشابه الظروف المناخية فى كل إقليم منها. وفى هذا الفصل نقدم وصفاً كمياً لمناخ هذه الأقاليم، والهدف منه هو تحقيق وصف دقيق للظروف المناخية التى يمكن أن تحدث عند أى مكان على سطح الأرض، كما سنشرح مسبباتها ومؤشرات ثباتها واستقرارها أو اختلافها مع الزمن. ويخدم هذا غرضين رئيسيين أولهما، أن هذه المعلومات المناخية الخاصة بهذه الأقاليم تكون مفيدة لأى مهتم بدراسة مناخ إقليم معين بصورة تفصيلية، وثانيهما أن تحديد الأقاليم المناخية هو أيضاً أمر هام لعلم المناخ ذاته. فلو وجدت أنماط معينة للتوزيع الجغرافى للأقاليم المختلفة فإنها تساعد على فهم أكثر للعمليات المناخية التى تحدث، وتحدد المعالم المناخية لهذه الأقاليم، وزيادة على ذلك فإن دراسة هذه العمليات المناخية تمكن من عمل تقديرات بخصوص إمكانية حدوث تغيرات مناخية مع الزمن كنتيجة للتغيرات الطبيعية و بشرية التى يمكن أن تحدث فى الجزء من الغلاف الجوى القريب من سطح الأرض، أو التى يمكن أن تحدث على سطح الأرض نفسه.

ولقد تنبه الإنسان منذ أمد بعيد إلى أن الظروف الجوية تؤثر بشدة على النشاط البشرى. وقد أفادت عمليات التصنيف المناخى فى تقديم المعلومات المطلوبة لتمكين الإنسان من استخدام المناخ كمصدر طبيعى يستفاد به فى نشاطه بشكل ملحوظ. ولقد وضعت تصنيفات مناخية متعددة عبر السنين إما أنها تركز بعضها على مجموعة من العناصر المناخية التى ينظر إليها على أنها هامة بشكل خاص فيما يختص بنشاط إنسانى معين، أو تكون محددة بشكل أكثر عموماً لأنواع مناخ العالم فى أقاليمه المختلفة. ولقد سار تطور الأنواع المختلفة لطرق التصنيف المناخى الإقليمي بالأسلوبين السابقين تاريخياً جنباً إلى جنب مع زيادة فهم الإنسان للعمليات المناخية. ولقد شجعت ملاحظة الإنسان أن هناك عدة أقاليم متنوعة من سطح الأرض تشترك كل منها فى مناخ معين على البحث من أجل محاولة تمييز العمليات التى تؤدي إلى خلق ظروف المناخ المختلفة. ولقد لعبت هذه الاتجاهات دوراً حيوياً فى تحسين فهمنا لطبيعة الدورة

الهوائية العامة للجو وأعطت بذلك دفعة لدراسة معظم العمليات المناخية التي ذكرناها من قبل. وقد أصبح ممكناً الآن - وبشكل متزايد - استخدام عمليات الرصد بالأقمار الاصطناعية لتحديد العمليات المناخية المختلفة - خصوصاً ما يتعلق منها بميزانيات الطاقة - على أساس مستويات اقليمية، وكنتيجة لهذا، فقد أصبح ممكناً أن نبداً البحث ليس فقط في الآليات المتحكمة في عمليات مناخية تخص أقاليم معينة، وإنما أيضاً في إمكانات التغير في صور المناخ المختلفة في تلك الأقاليم.

### أسس تصنيف المناخ

ظهرت محارلات كثيرة لتصنيف مناخ العالم وتقسيمه إلى أقاليم مناخية يشترك كل منها في خصائص مناخية عامة تميزه عن غيره من الأقاليم.<sup>(١)</sup> وسنعرض على الصفحات التالية صورة مبسطة للأسس التي تعتمد عليها أنواع التصنيفات المناخية وذلك على النحو التالي:

أولاً، اتخذت بعض التصنيفات الوحدة الجغرافية كأساس لتقسيم العالم مناخياً، بحيث يقف كل إقليم أو منطقة كأقليم مناخى قائم بذاته يختلف عن الأقاليم الأخرى ولا يتكرر في أكثر من منطقة في أى جزء آخر من العالم، وبمعنى آخر وصف أقاليم العالم المناخية ودراستها على أساس الأقاليم الجغرافية في كل قارة دون تعيين حدود مناخية معينة، كأن يقال ثلاً: إقليم سواحل البحر المتوسط وإقليم الكاب، وإقليم وسط شيلي، وإقليم جنوب كاليفورنيا، فهذه كلها أقاليم جغرافية منفصلة كل منها مستقل عن الآخر. ورغم تشابه ظروفها المناخية في نواحي كثيرة فلا يجمعها إقليم مناخى واحد، تبعاً لهذا الأساس، ومن أمثلة هذه التصنيفات ما قام به كل من: كندرو W.G.Kendrew الذى اهتم بدراسة أنواع المناخ بقارات العالم المختلفة، وسويان Supan الذى قسم العالم إلى ٣٥ إقليماً مناخياً غير متكررة.

ثانياً، قد تعتمد التصنيفات المناخية في حدود أقاليمها على قيم مناخية مختارة - Select-ed وغير مستمرة. وقد اختيرت هذه القيم لما لها من ارتباط بحدود الأنواع النباتية أو أنواع التربة أو الغلات الزراعية أو غير ذلك من الدلائل الحيوية للمناخ. وقد تكون هذه الحدود عبارة عن قيم للحرارة أو المطر أو لهما معاً<sup>(٢)</sup>. ومن أمثلة التصنيفات التي تعتمد على هذا الأساس تصنيف دومارتون De Martonne وأوستن ملر A.A.Miller وكوبن Koppen وتريوارتا G.T.Trewartha وشرف A.T.Sharaf.

ثالثاً، هناك تصنيفات تعتمد أيضاً على قيم مناخية ولكنها قيم مستمرة فوق السطح، إذ أنها

---

(١) يختص علم المناخ الإقليمي Regional Chimatology بدراسة الأقاليم المناخية التي تتشابه فيها العناصر والمميزات المناخية العامة، كما يهتم بالطرق التحليلية والوصفية في محاولته للتصنيف إلى أنواع مناخية مميزة.

(٢) تعد درجة الحرارة والمطر من أهم العناصر المناخية التي يمكن الاعتماد عليها في تصنيف العالم إلى أقاليم مناخية. ويرجع السبب في ذلك لما لهما من أهمية وتأثير في عناصر المناخ الأخرى بالإضافة إلى أنهما من أهم العوامل التي يتوقف عليها توزيع النباتات على سطح الأرض. وكما أن الأمطار يرتبط تأثيرها بقيمتها الفطية على درجة حرارة. فإن هذا الارتباط يقتضى بالضرورة أخذهما معاً كأساس لأي تقسيم مناخى مقترح.



تعطى درجة كل محطة من المحطات سواء للحرارة والرطوبة، ثم يوضع الحد بين نوع مناخى وآخر عند قيم معينة يعتقد أنها حدود هامة يتغير عندها المناخ من نوع لآخر، ومن التصنيفات التى تقوم على هذا الأساس تصنيف ثورنثويت C.W.Thornthwaite.

رابعاً، ومن المحاولات الحديثة فى التصنيف المناخى تلك التى اعتمدت على أساس دراسة الكتل الهوائية من حيث أنواعها وصفاتها والظواهرات المناخية التى تصاحب تحركها والتى يمكن أن تعطى صورة واضحة لمناخ أى منطقة من العالم. ومن أمثلة هذه المحاولات تصنيف كرتشفيلد H.J.Crithefield.

خامساً، ومن الأسس التى أصبح فى الإمكان الاعتماد عليها فى تحديد أنواع المناخ فى العالم، هى تصنيف المناخ على أساس بشرى<sup>(١)</sup>. إذ أنه بنفس الطريقة التى تستخدم فيها درجة الحرارة والرطوبة لتعيين الحدود الحرجة للنبات الطبيعى أو المحاصيل الزراعية، فإن مثل هذه العناصر المناخية يمكن إتخاذها أساساً للتصنيف المناخى من حيث إستجابة الإنسان لها، ولكن تحديد ذلك لا يعد بالأمر السهل لأن الجسم البشرى أقل ارتباطاً واعتماداً على العناصر المناخية من النبات. وعلى الرغم من ذلك فهناك دراسات مثمرة فى هذا الشأن مكنت من رسم خرائط توضح التوزيع الإقليمى لمثل هذه العلاقات بين المناخ والإنسان، وهى وإن كانت لاتعد تصنيفاً عاماً للأقاليم المناخية فى العالم إلا أنها فى الواقع تقسيمات مناخية متخصصة تخصصاً كبيراً. ومن أمثلتها تصنيف مايندر W.J.Maunder.

وبناء على هذه الأسس ظهرت أنواع عديدة من المناخ على سطح الأرض، يختلف كل منها عن الآخر من بعض الوجوه. وبالتالي فإن الخطوة الأولى فى عملية التصنيف المناخى تتمثل فى ضرورة عمل خطة تصنيف تمكن من تحديد الفروق المناخية الرئيسية. وكشأن التصنيف فى أى فرع من أفرع العلوم فإن التصنيف المناخى يجب أن يستهدف تبسيط وتوضيح الاختلافات من أجل تحسين الاستيعاب والفهم. وتؤدى خطة التصنيف الناتجة آلياً إلى خلق مجموعة من الأنواع المناخية. ويفرض أن برنامج التصنيف المناخى لا يخرج عنه عدد من هذه الأنواع يسهل التعامل معه، فإنه يمكن توقيعه على الخرائط الملائمة لعدد الأقاليم المناخية. ولكن المشكلة الكبرى فى عمل برنامج تصنيفى للمناخ هى فى تعريف المناخ نفسه. فالأمر يشمل عناصر عديدة، واستخدام عناصرها منها فقط لا يمكن أن يفى كأساس للتصنيف المناخى بشكل عام، على الرغم من أن التوزيع الجغرافى لعنصر منفرد يمكن أن يعكس بالفعل قدراً كبيراً من المعلومات المفيدة. وعلى الجانب الآخر إذا حاولنا أن نستخدم كل العناصر فإن كمية التعقيدات التى تنتج تخل بالغرض من التصنيف، والذى هو أساساً - كما ذكرنا - التبسيط والتوضيح. ولهذا السبب فإن المعتاد هو أن العناصر المستخدمة تتحضر فى عنصرين أو ثلاثة. وتلك العناصر المستخدمة فى التصنيف المناخى تختار على أساس اللظر إليها باعتبارها مهمة من حيث الهدف الذى يندشأ التصنيف من أجله. ويتبع هذا المفهوم أيضاً أن يصبح ضرورياً

(١) نقصد بالأساس البشرى صفة الإنسان وراحته، لما لذلك من علاقة بين المناخ وبين تصميم المسكن والملبس وكذلك بينه وبين وظائف أعضاء الجسم.



تحديد الطريقة التي يتم التعبير بواسطتها عن تلك العناصر المختارة. فمن الممكن على سبيل المثال أن نعبر عن الأمطار (أو التساقط بشكل عام) عن طريق عدد الأيام الممطرة أو كمية الأمطار الكلية، كما أنه من الممكن استخدام المتوسطات عبر فترات زمنية مختلفة - كمتوسطات درجة الحرارة الشهرية أو السنوية - كذلك، وبعد الوصول إلى قرار بخصوص نوع العناصر المختارة وكذلك طرق التعبير عنها، فإن المرحلة التالية من مراحل عمل برنامج التصنيف المناخى تتمثل فى تعريف القيم الحدية (الدرجة)، والتي تعين حدود التغيرات ذات التأثير الهام لذلك العنصر المناخى. وبمجرد الوصول إلى برنامج التصنيف المناخى بما فيه من قيم حدودية مناسبة تكون الأنواع المناخية قد تقرر، ويكون من السهل بعد ذلك عمل خريطة للأقاليم المناخية الناتجة عن ذلك التصنيف.

### طرق تصنيف المناخ

عند محاولة تصنيف العالم إلى أقسام مناخية تبرز أمامنا مشكلة أساسية تتعلق بالبحث عن العوامل التى تؤدى إلى وجود أنواع مناخية مميزة، فمعرفة عنصر مناخى واحد لا يكفى لتصنيف العالم مناخياً، ولكن يجب أن يقوم التصنيف على أكبر مجموعة ممكنة من الضوابط التى تتحكم فى المناخ، فضلاً عن إختلاط العناصر الجوية وعدم وضوح الإختلافات فى المميزات المناخية بين أرجاء العالم. وأصعب من ذلك هى مشكلة رسم خريطة للأقاليم المناخية للعالم، نظراً لأن هذه الأقاليم تتداخل مع بعضها تدريجياً إذ ليس هناك حدود ثابتة فى الجو. ولكن يبقى أن نتساءل: كيف السبيل إلى تصنيف إقليم ما مناخياً؟ للإجابة على ذلك يجب أولاً أن نتعرف على مكانة مناخ هذا الإقليم بين المناخات العالمية والتي على ضوئها يتحقق هذا التصنيف.

ونظراً للعدد الكبير من الاختيارات الممكنة عند عمل أى تصنيف مناخى فإن هناك عدداً كبيراً من أنواع التصنيف التى اقترحت. وللسهولة فإن الأساليب المختلفة لتصنيف المناخ يمكن أن تقسم إلى ثلاثة أنواع رئيسية هى: أولاً الأساليب الأصولية،

وهى المرتبطة بأصل الملامح أو العناصر المناخية، ويكون التركيز فيها على ديناميكيات الجو. وتستند التصنيفات الأصولية على نشاطات وتأثيرات الدورة العامة للجو. وهى بالتالى تركز على دور عوامل المناخ فى خلق المناخ وآثاره الإقليمية المتنوعة. وبسبب تركيزها على العوامل المسببة للمناخ فإنها تعد شديدة الفائدة فى فهم الظروف المناخية كما أنها تمثل وسيلة جيدة فى بحث طبيعة وتأثيرات التغيرات المناخية. غير أن التركيز على الطبيعة الديناميكية للمناخ يجعل من الصعب جداً الوصول إلى وصف دقيق ومحدد لمناخ إقليم ما مع الاحتفاظ بالطابع الديناميكي له. ومثل هذا النوع يمكن أن ينجح شريطة أن يكون الدارس الذى يستخدمه على دراية بطريقة «ترجمة» الدراسات الخاصة بالمناخ الشامل إلى العناصر المناخية الأكثر معرفة ككميات السحب والحرارة والأمطار. وحتى فى هذه الحالة فإنه لا يعطى معلومات كمية مباشرة حول كميات الأمطار أو درجات الحرارة الفعلية. وبالإضافة إلى ذلك فإن التصنيف الإقليمي من حيث وضع حدود واضحة بين الأقاليم لا يعد ملائماً بالنسبة لهذا النوع من

التصنيفات. ومن أهم التصنيفات الأصولية تصنيف سويان ١٨٧٩، وتصنيف رافنشتين ١٩٠٠، وتصنيف جرزنسكى ١٩٢٠، وتصنيف فلوهرن ١٩٥٠ وتصنيف شتريلر ١٩٦٩. ومن التصنيفات الحديثة من هذا النوع ما روى فيه العوامل التي تتدخل في تشكيل المناخ مثل الموقع الفلكي والموضع الجغرافي ومناطق الضغط الجوي والكتل الهوائية ومثال ذلك تقسيم أوليفر ١٩٧٠.

ثانياً، التصنيفات الحيوية

وهذه تختلف عن التصنيفات الأصولية في أنها تهتم بالجانب الحيوى من خلال إبرازها العناصر المناخية الأكثر أهمية وتأثيراً في أشكال الحياة المختلفة. ولما كانت تلك العناصر تعمل متضافرة مع بعضها فإن معظم مصنفى المناخ على الأسس الحيوية انطلقوا من النبات الذى يعد خير مؤشر لتفاعل تلك العناصر ومدى قدرتها في التأثير، مترجمين ذلك إلى دلائل لفاعلية الحرارة وفاعلية المطر (معامل الجفاف). ومن أهم هذه التصنيفات: تصنيف دومارتون ١٩٢٥، وتصنيف كوين ١٩٢٨، وتصنيف أوستن ميلر ١٩٣٦، وتصنيف تريوارتا ١٩٤٣، وتصنيف أمبيرجيه ١٩٥٥، وتصنيف بيلي ١٩٥٨، ١٩٦٠. وهناك تصنيفات حيوية تمثل اتجاهاً حديثاً في هذا الصدد وهى التصنيفات البشرية وفيها يراعى تأثير المناخ على حياة الانسان ونشاطه. وفي هذا المجال وضعت معايير مختلفة لحساب الحدود التي يبدأ الانسان عندها يشعر بالراحة أو بالضيق على أساس الربط بين درجة الحرارة ورطوبة الهواء. وهذا النوع من التقسيمات لا تستخدم عادة إلا عند تحليل المناخ في مناطق معينة وليس على نطاق العالم ومثال ذلك تقسيم تيرجونج Terjung لمناخ الولايات المتحدة الأمريكية ١٩٦٦.

### ثالثاً، الأساليب التجريبية

وهذه ترتبط بقياسات وملاحظات الملامح أو العناصر، ويكون التركيز فيها على استعمال المعدلات المناخية العادية المقاسة. والهدف من أسلوب التصنيف التجريبي هو تحديد مجموعة من الأقاليم ذات الملامح (العناصر) المحددة كميّاً، والتي تصف المناخ العام بدون تركيز على أى مجال تطبيقي بعينه، وبغض النظر عن العوامل المسببة للمناخ. وتعد أكثر العوامل استخداماً فيه درجة الحرارة والتساقط (المطر). أو تنريعات مختلفة بينهما كالتبخّر/ نتج مثلاً أو الرطوبة الأرضية. ولهذا النوع من التصنيف تاريخه الممتد، والتعبيرات المرتبطة به أو الأسماء المعطاه لبعض أنواع الأقاليم مثل «مناخ البحر المتوسط» أو «المناخ القارى الرطب» أصبحت شائعة الاستعمال كما أنها تشير بشكل محدد إلى ظروف مناخية معينة. ومهما يمكن من أمر فإن مكن القوة في هذا الأسلوب هو في الطريقة الدقيقة والمحددة التي يمكن عبرها نقل كمية هائلة من المعلومات. يضاف إلى هذا أنه يسمح باقرار حدود اقليمية واضحة المعالم إلى حد كبير.

والتصنيفات التجريبية تستخدم بيانات مركزية، كالمتوسطات الشهرية لدرجات الحرارة مثلاً أو كميات الأمطار الكلية الشهرية، كمعلومات أساسية. وعلى هذا فإن هذه الطرق لا تتعامل مع دور المناخ كمجموعة كبيرة من الأحداث الجوية المتفصلة. إلى جانب هذا فإن المناخ هنا يلحصر في عاملين أو ثلاثة مما يعنى أن هناك مدى واسع من الظواهر المناخية لا تدخل في



لحسبان. ومثال هذا الأسلوب للتقسيم تصنيف كوبن والتقسيمات المشتقة منه مثل تصنيف تريوارثا Trewartha، والمهم في هذه التصنيفات هو أن تتضمن أنواعاً أو أنماطاً مناخية متشابهة في ظروفها البيئية المرتبطة بالمناخ دون الاهتمام كثيراً بالعوامل التي تدخل في تشكيل مناخها نفسه. ويطلق على هذا الأسلوب في بعض الأحيان اسم التصنيفات المناخية العقلانية التي تستخدم فاقد التربة من التبخر / والنتح الممكن ليعبر بصورة عامة عن الاحتياجات المائية للنبات. وأهم التصنيفات التي تتبع هذا الأسلوب تصنيف ثورنثويت ١٩٣١، ١٩٤٨، ١٩٥٥.

وينبغي أن ينظر إلى كل من الأساليب الأصولية والحيوية والتجريبية كمكمل للآخر. وعلى الرغم من أن الأقاليم التي يتم تحديدها باستخدام كل من هذه التصنيفات قد لا تتطابق، إلا أنها - حين تستخدم - تعطي وصفاً كمياً للظروف المتوسطة الخاصة بعناصر جوية بعينها، وكذلك الاختلافات عن القيم المتوسطة التي يمكن أن تصادف، ولتتابع الأحداث الجوية التي يمكن أن تحدث كذلك. وجدير بالذكر أن التصنيفات المناخية التي أشرنا إليها ماهي إلا أمثلة قليلة للعديد من التصنيفات التي وضعت لخدمة أغراض متبينة. ويلاحظ أن بعض التصنيفات تصلح أكثر من غيرها لتحليل ظواهر الارتباط المكاني بينما البعض الآخر ذو طبيعة وصفية. وتعتمد أغلب التصنيفات الحديثة على الجمع بين عنصرين مناخيين أو أكثر، مع ادخال بعض العناصر والحالات المناخية المميزة مثل الضباب والتطرف الحراري وزيادة الرطوبة.

وهناك، كما ذكرنا، تصنيفات متعددة للمناخ بعضها يعتمد على المناخ والنبات، والبعض الآخر يعتمد على عناصر المناخ ومعدلاتها الشهرية أو الفصلية. وفيما يلي عرض لأهم التصنيفات المناخية دون أن نخوض في تفاصيلها إلا بالقدر الذي نحتاج إليه دراستنا.

### الأسلوب الأصولي في التصنيف المناخي

تقوم التصنيفات المناخية الأصولية، كما ذكرنا، على أساس العوامل المتحركة في إيجاد الأنواع المناخية، وبخاصة الضغوط الجوية والكتل الهوائية. كما أن العناصر المناخية الأخرى مثل الحرارة والرطوبة النسبية قد نالت اهتمام الكثيرين من مصنفى المناخ. وكان لدرجة القرب والبعد عن البحر، والموقع الفلكي دور كبير في إبراز التباين المناخي بين منطقة وأخرى. وفيما يلي عرض مبسط لأهم أنواع التصنيفات المناخية الأصولية.

### تصنيف سوبان Supan

ظهر وضع سوبان هذا التصنيف في عام ١٨٧٩ م، ومن أهم ما يتصف به هو اعتماده على درجات حرارة ذات أهمية بارزة في تقسيم سطح كوكب الأرض إلى ثلاثة نطاقات مناخية رئيسية هي:

أ- النطاق الحار، وفيه يكون المتوسط السنوي لدرجة الحرارة أكثر من ٢٠°م، ويمتد هذا النطاق إلى منطقة تتعدى في حدودها المدارين.

ب- النطاق القطبي البارد، وفيه تكون درجة الحرارة في أحر شهور السنة أقل من ١٠°م. وفي النصف الشمالي من كوكب الأرض يمتد هذا النطاق إلى الشمال من الدائرة القطبية الشمالية فوق القارات، وإلى الجنوب منها فوق المحيطات.



جـ- النطاق المعتدل، ويمثل هذا النطاق في المنطقة الواقعة بين النطاق الحار والنطاق القطبي .  
ولقد قسم سويان تلك النطاقات المناخية إلى أقاليم مناخية غير متكررة استناداً إلى الموقع الجغرافي، بمعنى أنه ليس هناك نوع مناخى يوجد في أكثر من منطقة. فمثلاً لم يعد سويان مناخ البحر المتوسط الذى يوجد في قارات مختلفة تحت الاسم نفسه مناخاً واحداً، بل عد جنوب أفريقيا إقليماً مناخياً مستقلاً عن وسط شيلي وعن جنوب غرب استراليا. لذلك فقد وجه البعض نقداً بأن ما قدمه سويان ليس تصنيفاً مناخياً، وإنما هو عبارة عن تعريف للصفات المناخية في جهات العالم المختلفة وبالرغم من ذلك فإنه وحسب تصنيف سويان يصل عدد الأقاليم المناخية في العالم إلى خمسة وعشرين إقليماً.

### تصنيف رافنشتين Ravenstein

وضع رافنشتين هذا التصنيف عام ١٩٠٠ الذى يستند إلى علاقات خاصة بين الظروف الحرارية والرطوبة النسبية، وذلك على النحو التالى:

#### ١- الأقاليم الحرارية:

وتشمل أربعة أقاليم حرارية هي:

- أ- مناخ حار: درجة الحرارة فيه أكثر من ٣٠°م.
- ب- مناخ دافئ: درجة الحرارة فيه بين ٣٠-١٥°م.
- ج- مناخ مائل للبرودة: درجة الحرارة فيه بين ١٥ - صفر°م.
- د- مناخ بارد: درجة الحرارة فيه أقل من صفر°م.

#### ٢- أقاليم الرطوبة:

وتشمل على أربعة أقاليم للرطوبة هي:

- أ- مناخ مرتفع الرطوبة: درجة الرطوبة فيه أكثر من ٨٠%.
- ب- مناخ رطب نوعاً ما: درجة الرطوبة فيه بين ٨٠ - ٦٥%.
- ج- مناخ متوسط الرطوبة (جاف نوعاً): درجة الرطوبة فيه بين ٦٥-٥٠%.
- د- مناخ منخفض الرطوبة: درجة الرطوبة فيه أقل من ٥٠%.

ومن خلال تطبيق هذا التصنيف يتضح أن هناك ستة عشر إقليماً مناخياً متميزاً. ومما لا شك فيه أن لدرجة الحرارة والرطوبة النسبية تأثيراً هاماً على الإنسان وأنشطته المختلفة، إذ أن هذين العنصرين يعطيان خصائص متميزة لمناخ أية منطقة. فإذا ما توافقت حرارة مرتفعة مع نسبة عالية من الرطوبة فيصبح المناخ رطباً ومرهماً، أما في الحالة التى تنخفض فيها درجة الحرارة إلى حدود دنيا ويصاحبها أيضاً انخفاض في الرطوبة النسبية فيتصف المناخ حينئذ بأنه من النوع الحاد المتطرف.

## تصنيف جرزنسكي Gorczynski

يستند تصنيف جرزنسكي الذي صدر عام ١٩٢٠ إلى درجة القارية، ولذا فهو أول التصنيفات المناخية التي أبرزت عنصر القارية كأساس في معرفة نوع المناخ.

وحيث أن درجة القارية في أي مكان ترتبط ارتباطاً وثيقاً بدرجة الحرارة فيه، ونتيجة لتباين درجة الحرارة ما بين المناطق القريبة من، والبعيدة عن البحر وتبعاً لتباين مظهر تضاريس سطح الأرض؛ لذا فإن المناخ القاري يوجد في المناطق التي يكون فيها تأثير البحر قليلاً أو معدوماً.

وهناك عدة طرق يمكن بواسطتها حساب درجة القارية يعتمد معظمها على المدى السنوي لدرجة الحرارة كمقياس للقارية بينما يعتمد بعضها الآخر على المدى السنوي لكمية الإشعاع. ويعتمد تقدير درجة القارية على خصيصة رئيسة؛ وهي أن أشهر الربيع في المناخات البحرية تكون أكثر برودة من أشهر الخريف، ولذا فتحسب درجة القارية اعتماداً على الفرق بين متوسط حرارة شهر أكتوبر وشهر إبريل، بجانب اعتماده أيضاً على المدى السنوي لدرجة الحرارة، كما في المعادلة الآتية:

$$( \text{درجة القارية} = 100 - \frac{\text{متوسط حرارة أكتوبر} - \text{متوسط حرارة إبريل}}{\text{المدى السنوي للحرارة}} )$$

وقد اعتمد جرزنسكي في حساب درجة القارية على معادلة أدخل فيها المدى السنوي ما بين متوسط درجة الحرارة العظمى لأحر شهور السنة ومتوسط درجة الحرارة الصغرى لأبرد شهور السنة، وذلك إلى جانب تركيزه على درجة العرض.

$$( \text{درجة القارية} = \frac{1,3 \times \text{المدى السنوي لدرجة الحرارة}}{\text{جيب درجة العرض}} - 36,3 )$$

وعموماً كلما ازدادت قيمة معامل القارية ازدادت قارية المنطقة والعكس بالعكس. وفي ضوء قيم القارية وضع جرزنسكي تصنيفاً حدد على أساسه أنماط المناخ المقترنة بدرجة معينة من القارية حيث نتج لديه خمسة أنماط مناخية، كل نمط يتميز بدرجات مختلفة من القارية، كما يلي:

النمط المناخي	درجة القارية
بحري	أقل من ٣٠٪
شبه بحري	من ٣٠ - ٤٠
شبه قاري	من ٤٠ - ٥٠
قاري	من ٥٠ - ٦٠
قاري جداً	أكثر من ٦٠٪

ومهما يكن من أمر فإنه إذا كانت القارية هي الأساس في تصنيف جرزنسكى فإن متوسط درجة الحرارة الصغرى لأبرد شهور السنة كان لها دور هام في تصنيفه، إذ على أساسها يمكن معرفة درجة تطرف المناخ وخاصة في الشتاء نحو البرودة أو الاعتدال، وهذا ما توضحه البيانات التالية لدرجات الحرارة الشتوية مع نوعيات متميزة من المناخ:

متوسط درجة الحرارة الصغرى لأبرد شهور السنة (م°)	نوع المناخ
أكثر من 11°م	مناخ ذو شتاء حار
من 7°م - 11°م	مناخ ذو شتاء دافئ
من 3°م - 7°م	مناخ ذو شتاء معتدل
من 1°م - 3°م	مناخ ذو شتاء مائل للبرودة
من 1°م - 3°م	مناخ ذو شتاء بارد
أقل من 3°م	مناخ ذو شتاء بارد جداً

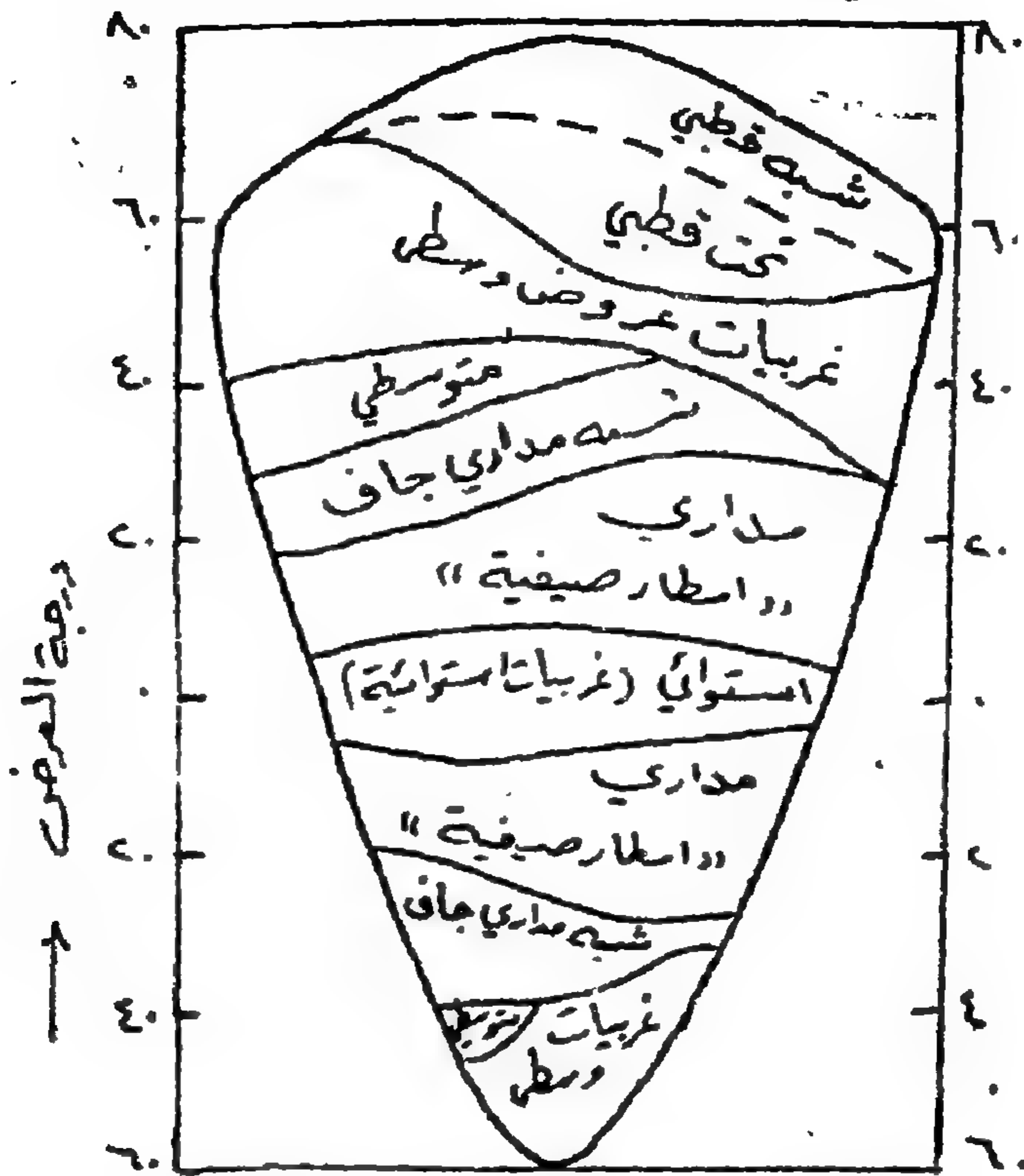
وبيلما تعكس درجة القارية عامل القرب أو البعد عن البحر، وكذلك درجة التباين في مظهر سطح الأرض، فإن درجة الحرارة الشتوية تعكس لنا درجة التطرف الحرارى، ومالهذا التطرف الحرارى من آثار متنوعة في الإنسان وأنشطته المختلفة. وعموماً فإن تصنيف جرزنسكى، يمدنا بحدود تقريبية من حيث اعتماده على عنصر القارية فقط، والذي ارتكز على عنصر الحرارة ودرجة العرض، مستثنياً عناصر المناخ الأخرى كافة. ولهذا فإن هذا التصنيف يصلح أساساً لمعرفة قارية منطقة ما ودرجة تأثير البحر عليها، أكثر مما يصلح لمعرفة نوع مناخ، وظروف هذه المنطقة، ومدى قدرة الإنسان على التجاوب مع هذه الظروف الجوية. وهناك تصنيفات أخرى للقارية مثل تصنيف ديبيراش 1959، ولكن يبقى تصنيف جرزنسكى، هو أكثر التصنيفات القائمة على القارية شيوعاً واستعمالاً في معظم الدراسات المناخية في العالم.

#### تصنيف فلوهن H.Flohn

لما كانت الأسس الأصولية في التصنيف تعطى أقاليماً مناخية على نطاق كبير وذلك بالاعتماد على العناصر التي تخلق مثل هذه الأقاليم. وبما أن الدورة الجوية العامة من أبرز العوامل المتحركة في ذلك، لذا نجد أن علماء كثيرين اهتموا بها وركزوا عليها. ويعد فلوهن من أبرز مصنفى المناخ على أساس أصولي، فهو يركز على أهم العوامل المسيطرة والمحركة لمظاهر الجو كله وهو الضغط الجوى الذي يعد أهم عنصر في نظره، والرياح التي لا تعدو سوى مظهر من مظاهر تغيير الضغط الجوى وشدته. ويترتب على ذلك تباينات كبيرة في المطر والحرارة في مناطق العالم المختلفة. ونتيجة لذلك فقد قسم فلوهن، العالم إلى سبعة نطاقات مناخية رئيسية استناداً إلى أحزمة الضغط الجوى والرياح، والشكل (1-7) يوضح توزيع أقاليم



فلوهم المناخية على قارة افتراضية. وفيما يلي عرض موجز للنطاقات المناخية الجوية التي وضعها فلوهم لسطح كوكب الأرض وهي:



(شكل رقم ٢-١) أقاليم فلوهم المناخية على قارة افتراضية

- ١- النطاق المداري الداخلي (الاستوائي): ويسود فيه الضغط الجوي المنخفض الاستوائي لفترة تزيد على ثمانية أشهر، كما أن الرياح السائدة فيه هي رياح غربية استوائية وهدوء استوائي، وتسقط الأمطار طوال العام وبكميات سنوية كبيرة.
- ٢- النطاق المداري الخارجي (الأطراف المدارية): الضغط الجوي السائد هو المنخفض الاستوائي بالتناوب مع مؤثرات الضغط الجوي المرتفع شبه المداري. ولذا فإن الرياح تكون غربية استوائية في الصيف. وتجارية في الشتاء مع سقوط أمطار صيفية.
- ٣- النطاق شبه المداري الجاف: الضغط الجوي المسيطر هو الضغط المرتفع شبه المداري، والرياح تجارية صيفاً وشتاءً، والجفاف صفة مميزة لكل فصول السنة.
- ٤- النطاق شبه المداري ذو الأمطار الشتوية: في الصيف يسود الضغط الجوي المرتفع شبه المداري، وفي الشتاء تسيطر منخفضات جوية منخفضة متقلبة تسبب سقوط الأمطار، أما الرياح فتكون تجارية صيفاً، وغربية (عروض وسطى) شتاءً.

٥- النطاق المعتدل الرطب: وتسود في هذا النطاق الرياح الغربية للمعرض الوسطى، وتسقط الأمطار في كل الفصول.

٦- النطاق دون القطبي وشبه القطبي: ويسود فيه الضغط الجوى المرتفع القطبي من جهة، والضغط الجوى المنخفض شبه القطبي من جهة أخرى. ولذا فإن الرياح تكون غربية معتدلة في الصيف، وشرقية قطبية في الشتاء. والأمطار تكون صيفية، في حين يسقط الثلج في الشتاء في الأجزاء الجنوبية من النطاق باتجاه خط الاستواء. وبوجه عام فإن المطر يكون قليلاً في كل الفصول في الأجزاء القريبة من القطبين.

٧- النطاق القطبي: ويسود به الضغط الجوى المرتفع القطبي، والرياح شرقية قطبية في الصيف والشتاء، والمطر نادر. وهذا النطاق عبارة عن صحراء جليدية (تندرا).

وتجدر الإشارة إلى أن النوع دون القطبي يقتصر وجوده على النصف الشمالي لكوكب الأرض، كما أن النوع شبه المداري يقتصر وجوده أيضاً على السواحل الغربية للقارات.

ومهما يكن من أمر فإنه مما تقدم نجد أن تصنيف فلوهرن من البساطة والعمومية بحيث لا يمكن الاعتماد عليه في تقسيم العالم إلى نطاقات مناخية وذلك لإهماله عناصر أساسية في المناخ، وإغفاله أيضاً للجوانب الحيوية التي يلعب المناخ فيها دوراً بارزاً. فالحرارة والمطر، والتبخر، والرطوبة الجوية تشكل عناصر غاية في الأهمية في نظر الجغرافيين والمهتمين بالبيئة، ولذلك فإن إهمال هذه العناصر من قبل فلوهرن جعل الكثير من الجغرافيين وعلماء البيئة يعزفون عن استخدام هذا التصنيف، ذلك أن الضغط الجوى مالم لا صورة من صور التباين الحراري الفصلي، كما أن الرياح يتحكم فيها توزيع الضغط الجوى وشدته. ورغم التسليم بأهمية الضغط الجوى والرياح في الدراسة الإقليمية للمناخ فإن دورهما ليس بالقدر الذي يكون سبباً في إهمال عناصر أساسية للمناخ في مثل هذه الدراسة. ويمكن أن نعد تصنيف فلوهرن، بعد كل ذلك، تصنيفاً ميتيورولوجياً أكثر منه تصنيفاً جغرافياً مناخياً، إلا أنه يأتي في مقدمة التصنيفات المناخية التي أبرزت عنصرى الضغط الجوى والرياح كأسس في التصنيف المناخي.

تصنيف شتريلر Strahler

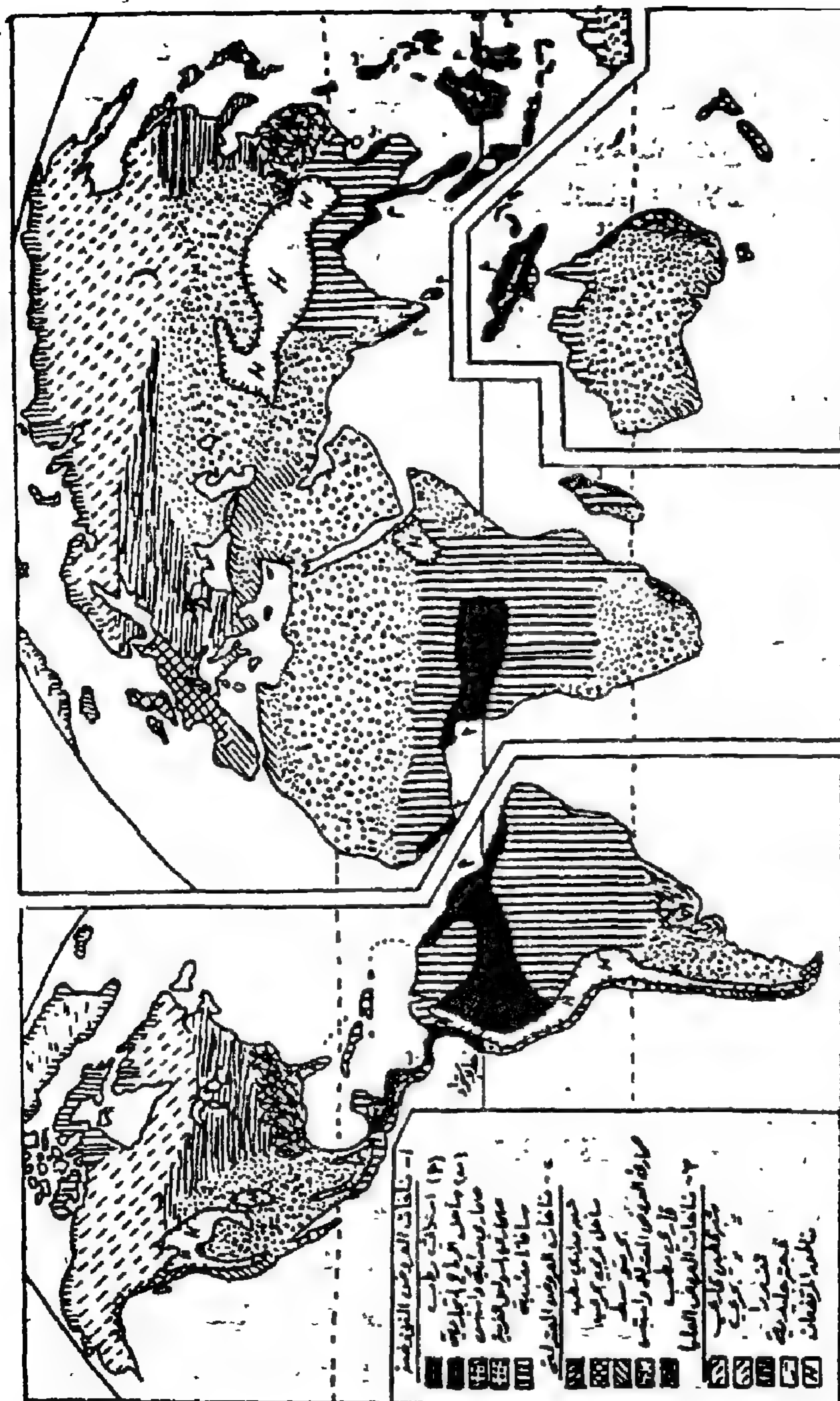
قدم شتريلر عام ١٩٦٩ تصنيفاً أكثر بساطة من تصنيف فلوهرن، وأن اعتمد تقريباً على العناصر نفسها. حيث قسم شتريلر العالم إلى ثلاثة نطاقات مناخية رئيسية، هي:

١- نطاق العروض المنخفضة: وتسيطر عليه الكتل الهوائية المدارية والاستوائية.

٢- نطاق العروض المعتدلة: وتسود فيه الكتل الهوائية القطبية والمدارية.

٣- نطاق العروض العليا: وتتحكم فيه كتل الهواء القطبية وشبه القطبية.

وقسم شتريلر هذه النطاقات الثلاثة إلى خمسة عشر اقليماً مناخياً بما فيه مناخ الجبال (شكل رقم ٢-٧).



(شكل رقم ٧-٢) أقاليم شتريولر المناخية



## الأسلوب الحيوي في التصنيف المناخي

يعد الإهتمام بالجانب الحيوي من خلال إبراز أهمية وتأثير العناصر المناخية في أشكال الحياة المختلفة هو أهم أوجه الاختلاف بين كل من التصنيفات المناخية الأصولية والحيوية. ولما كانت العناصر المناخية تعمل بشكل متداخل ومتضافر مع بعضها فإن معظم علماء المناخ المهتمين بتصنيف المناخ قد انطلقوا من النبات الذي يعد خير مؤشر لتفاعل تلك العناصر ومدى قدرتها في التأثير، موضحين ذلك في مؤشرات لفاعلية الحرارة، وفاعلية المطر (مؤشر الجفاف)، كما ذكرنا سابقاً. وفيما يلي عرض مبسط لبعض التصنيفات المناخية الحيوية.

### تصنيف دومارتون E.DeMartonne

اعتمد الجغرافي الفرنسي دومارتون في تصنيفه سنة ١٩٢٥ على تقدير مؤشر الجفاف، وذلك استناداً إلى المتوسطات الشهرية والسنوية لدرجة الحرارة والمطر. ويرى «ديمارتون» أن مؤشر الجفاف في أي منطقة يمكن حسابها من العلاقة الآتية:

$$(ق = \frac{م}{ح + ١٠})$$

حيث: ق = مؤشر الجفاف، م = كمية الأمطار السنوية (مم)، ح = متوسط درجة الحرارة السنوية (م)، ١٠ = معدل ثابت

وعلى أساس قيمة (ق) اقترح دومارتون الحدود الآتية للأقاليم المناخية:

قيمة (ق)	نوع المناخ	النوع النباتي السائد
أقل من ٥	مناخ جاف	صحراء
من ٥ إلى ١٠	مناخ شبه جاف	أعشاب فقيرة
من ١٠ - ٢٠	مناخ شبه رطب	استبس
من ٢٠ - ٣٠	مناخ رطب	حشائش غنية مختلطة بالأشجار
أكثر من ٣٠	مناخ رطب جداً	غابات

ويلاحظ أن معادلة دومارتون يمكن استخدامها لمعرفة مؤشر الجفاف (القيمة الفعلية للأمطار) لأي شهر من الشهورة وفي هذه الحالة يجب استخدام المتوسط الشهري لكل من المطر والحرارة وضرب الناتج في العدد (١٢) حتى يمكن معرفة درجة الجفاف في هذا الشهر لكي يمكن مقارنتها بالحدود السابقة:

$$أى (ق = \frac{م}{ح + ١٠} \times ١٢)$$

### تصنيف كوبن W.Koppen

أتجه كوبن نحو وضع تصنيف مناخى يعتمد على أسس احصائية بحيث يمكن لأي باحث استخدام هذه الأسس الاحصائية في أي منطقة من العالم. وفي وضع حدود أقاليمه المناخية كان

كوين يهتدى دائما بحدود الأقاليم النباتية محاولاً الوصول إلى القيم الحرارية وكميات «مصر» .  
توجد عند مناطق الحدود بين نوع نباتي وآخر. وقد تسبب هذا الاتجاه في وقوع كوين في  
أخطاء شديدة ظل يعاني منها تصنيفه ومازال، ذلك أن خرائط النبات التي كانت في حوزة  
كوين في ذلك الحين لم تكن دقيقة أو نهائية، ثم أنه كانت توجد عدة خرائط نباتية، وقد اختار  
لنفسه أن يستخدم أحداها وهي الخريطة التي رسمها ديكاندول عام ١٨٧٤ والتي يعدها البعض  
أنها ليست أحسن خريطة كان يمكن لكوين استخدامها.

ويوجه عام فان فلاديمير كوين يعد من أشهر وأصغى التصنيفات المناخية والمعهم، ومازال  
تصنيفه معتمداً في معظم كتب المناخ والدراسات المناخية والبيئية. ولقد بقي كوين يعمل في  
تحسين تصنيفه وتعديله فترة طويلة من الزمن تزيد على نصف قرن. وقد كانت محاولته الأولى  
لتقسيم العالم إلى أقاليم مناخية في عام ١٨٨٤ تعتمد اعتماداً كلياً على عنصر الحرارة وحده، على  
أساس أن جهات العالم المختلفة تتميز بصفات حرارية متميزة. وفي عام ١٩٠٠ عدل تقسيمه  
الحراري محاولاً الجمع بين عنصرى المطر والحرارة. وقد ظهر تصنيفه في ذلك الحين في  
صورة متواضعة قسم فيها العالم إلى خمسة أقاليم مناخية رئيسية أعطاها أسماء موازية لأسماء  
الأقاليم النباتية التي وضعها ديكاندول.

- ١- إقليم النباتات المدارية الحارة: ويتفق مع النباتات التي تحتاج إلى حرارة مرتفعة باستمرار  
وزمطار غزيرة دائمة، حيث تسود تبعاً لذلك الغابات الاستوائية الكثيفة والموسمية.
- ٢- إقليم النباتات الجافة: ونباتاته من النوع المحتمل للجفاف والذي يتطلب حرارة مرتفعة في  
فصل واحد على الأقل، ومن أنواعه النباتية ماينتشر في أقاليم الحشائش والمناطق  
الصحراوية، مثل النخيل والسنت والتين الشوكي.
- ٣- إقليم النبات المعتدلة: وتتميز هذه النباتات بصفة عامة بين دائرتي عرض ٢٢-٤٥° في  
نصفى كوكب الأرض، وحيث الحرارة معتدلة وكمية المطر متوسطة.
- ٤- إقليم النباتات الباردة: اذ تستطيع هذه النباتات الحياة في المناخ البارد، حيث تحتاج إلى  
حرارة منخفضة، ويمكن لهذه النباتات مقاومة برودة الشتاء، ومن الضروري وجود فصل  
دافئ تسقط خلاله كمية مناسبة من الأمطار. وتمثل هذه النباتات الغابات الصنوبرية  
والنفضية.
- ٥- إقليم النباتات القطبية: والنباتات السائدة عبارة عن نباتات عشبية، ولا يوجد أي نوع من  
أنواع الأشجار بسبب البرودة الشديدة التي لا تلائم نمو الأشجار.

وبعد مضي ثمانية عشر عاماً على هذا التقسيم قام كوين بمحاولة أخرى لتقسيم العالم إلى  
أقاليم مناخية عن طريق الجمع بين عنصرى المطر والحرارة، أعقب ذلك تعديلاً طفيفاً في  
تقسيمه. وفي عام ١٩٢٨ نشر خريطة لأقاليم العالم المناخية وأخيراً ظهر تصنيف كوين في  
ثوبه الأخير سنة ١٩٣٦ بالإشتراك مع رودلف جيجر R.Geiger. وهكذا أخذ تصنيف كوين  
يحل مكانة هامة بين الجغرافيين بخاصة في ألمانيا والولايات المتحدة. وفي آخر صورة  
للتصنيف ما زال يشمل خمسة أقاليم مناخية رئيسية متوافقة مع خمسة أقاليم نباتية. ولقد أعطى



كوين رموزاً لأقاليمه الرئيسية مستخدماً الحروف الأبجدية الإنجليزية (حرفاً كبيراً). وقد قسم الأقاليم الرئيسية على أساس التباين الحرارى إلى أقاليم ثانوية اعتماداً على التوزيع الفصلى للمطر من جهة وتوزيع درجة الحرارة الفصلى من جهة أخرى - معبراً عنها بحروف انجليزية صغيرة.

وفيما يلى عرض لأهم العناصر المستخدمة كأسس فى تصنيف كوين ودرجات تصنيفه:  
**درجة الحرارة:**

اعتمد كوين فى تحديده للأقاليم المناخية الرئيسية فى العالم على المتوسطات الشهرية والسدوية لدرجة الحرارة، بالإضافة إلى النوع اللبائى السائد، مع أخذ عنصر المطر فى الحسبان فى تقسيماته الثانوية. ولقد قسم كوين العالم إلى خمسة أقاليم مناخية رئيسية هى:

أ- الأقليم الأول (A)، وهو الإقليم المناخى المدارى المطير، والذي يتفق مع تلك المجموعة النباتية التى وجد كوين أنها لا تنمو جيداً إلا فى المناطق مرتفعة الحرارة وكثيرة الأمطار، والخالية من التطرف الحرارى حيث لا يوجد بها فصل بارد. ويتحدد هذا الإقليم المناخى بالمناطق التى لا تهبط فيها درجة الحرارة فى أبرز شهور السنة عن  $18^{\circ}\text{م}$ ، ذلك أن إنخفاض الحرارة عن الدرجة السابق ذكرها يسبب أضراراً كثيرة للنباتات المدارية، كما أنه من الضرورى أن لا تقل كمية المطر فى أى شهر من شهور السنة عن  $60$  ملم.

ب- الأقليم الثانى (B)، وهو إقليم المناخ الجاف وشبه الجفاف، وتتميز نباتاته بتحملها للجفاف والحرارة المرتفعة. ويوجد هذا النوع المناخى فى المناطق التى يكون فيها التبخر أكبر من كمية المطر الساقطة. وتكون فيه كمية المطر قليلة والحرارة مرتفعة وكمية التبخر كبيرة. ولا شك أن هناك تبايناً فى صفات المناخ ودرجة الحياة النباتية تبعاً لفصل لسقوط المطر فى هذا الإقليم.

ج- الأقليم الثالث (C)، إقليم المناخ المعتدل، وينتشر هذا المناخ فى المناطق ذات الحرارة المعتدلة شتاءً، حيث متوسط الحرارة فى أبرز شهور السنة ينخفض إلى أقل من  $18^{\circ}\text{م}$  ولكنه لا يصل إلى أقل من  $-3^{\circ}\text{م}$ . وتتطابق هذه القيمة ( $-3^{\circ}\text{م}$ ) بصورة نظرية مع الحد الشمالى لهذا المناخ حيث تبدأ الأراضي المتجمدة بالظهور. ويستمر غطاء الثلج فترة تقارب الشهر أو أكثر فى بعض الأجزاء المرتفعة.

د- الأقليم الرابع (D)، وهو إقليم المناخ البارد، حيث تسود هنا النباتات الغابية الباردة. ومن خصائص هذا النوع المناخى أن متوسط درجة الحرارة فى أبرد شهور السنة تكون أقل من  $-3^{\circ}\text{م}$  بينما يزيد على  $10^{\circ}\text{م}$  فى أحر الشهور. ويتطابق الحد الحرارى ( $10^{\circ}$ ) لأحر شهور السنة مع حد الغابات الشمالى. ويتميز هذا الإقليم بالأرض المتجمدة وغطاء الثلج الذى يستمر لعدة شهور فى السنة.

هـ- الأقليم الخامس (E)، وهو المناخ القطبى، ويوجد فى أقصى الشمال والجنوب من كوكب الأرض، حيث درجة الحرارة لا تزيد فى أحر شهور السنة على  $10^{\circ}\text{م}$ . والانخفاض



الحرارى هذا لا يلائم قيام أية حياة نباتية اقتصادية، ونباتاته عبارة عن بعض الأعشاب القصيرة والطحالب (نباتات قطبية)، ويتجمد سطح الأرض فى هذا الإقليم لفترة طويلة من السنة.

بالإضافة إلى الصفات المناخية التى تدل عليها الرموز التى ذكرناها، لاحظ كوبن أن بعض أنواع المناخ لها صفات بارزة، ولكن لاتشملها هذه الرموز، ولذلك استخدم رموزاً أخرى إضافية لتوضيح هذه الصفات، وهى:

h - مناخ جاف شديد الجفاف، - مناخ مدارى السوى أقل من 5°م فصل صيف جاف، g - نوع المناخ المدارى الرطب، حيث يأتى الشهر الحار قبل الانقلاب الصيفى، والفصل المطير هو الصيف، x - أمطار عظمى فى أواخر الربيع أو أوائل الصيف، جفاف فى آخر الصيف، w - أمطار عظمى فى الخريف، m - نوع مناخى موسمى.

والشكل التالى (شكل: ٣-٧) يوضح الأقاليم المناخية الرئيسة على قارة افتراضية

### الأنواع الرئيسية للمناخ وتقسيماتها الفرعية

#### ١- أنواع المناخ المدارى المطير (A):

Af. - مناخ مدارى ممطر طوال العام؛ لاتهبط كمية المطر فى الأشهر الجافة عن ٦٠ ملم، والحرارة مرتفعة طوال العام، Aw - مناخ مدارى رطب به فصل طويل واضح الجفاف فى الشتاء؛ حيث يمكن أن تنخفض كمية المطر دون ٦٠ ملم فى شهر أو أكثر من شهور السنة. Am. - مناخ مدارى رطب له نظام موسمى، ويكون وسطى بين نوع (Af)، (Aw) حيث أنه يشابه النوع الأول فى كمية المطر، وكما يشبه النوع الثانى فى توزيع المطر الفصلى. ويمكن أن نميز المناخ (Am) عن المناخ (Aw) من المعادلة الآتية:

$$(كمية المطر الساقطة فى أجف شهور السنة = ٣,٩٤ - \frac{كمية المطر السنوية (بوصة)}{٢٥})$$

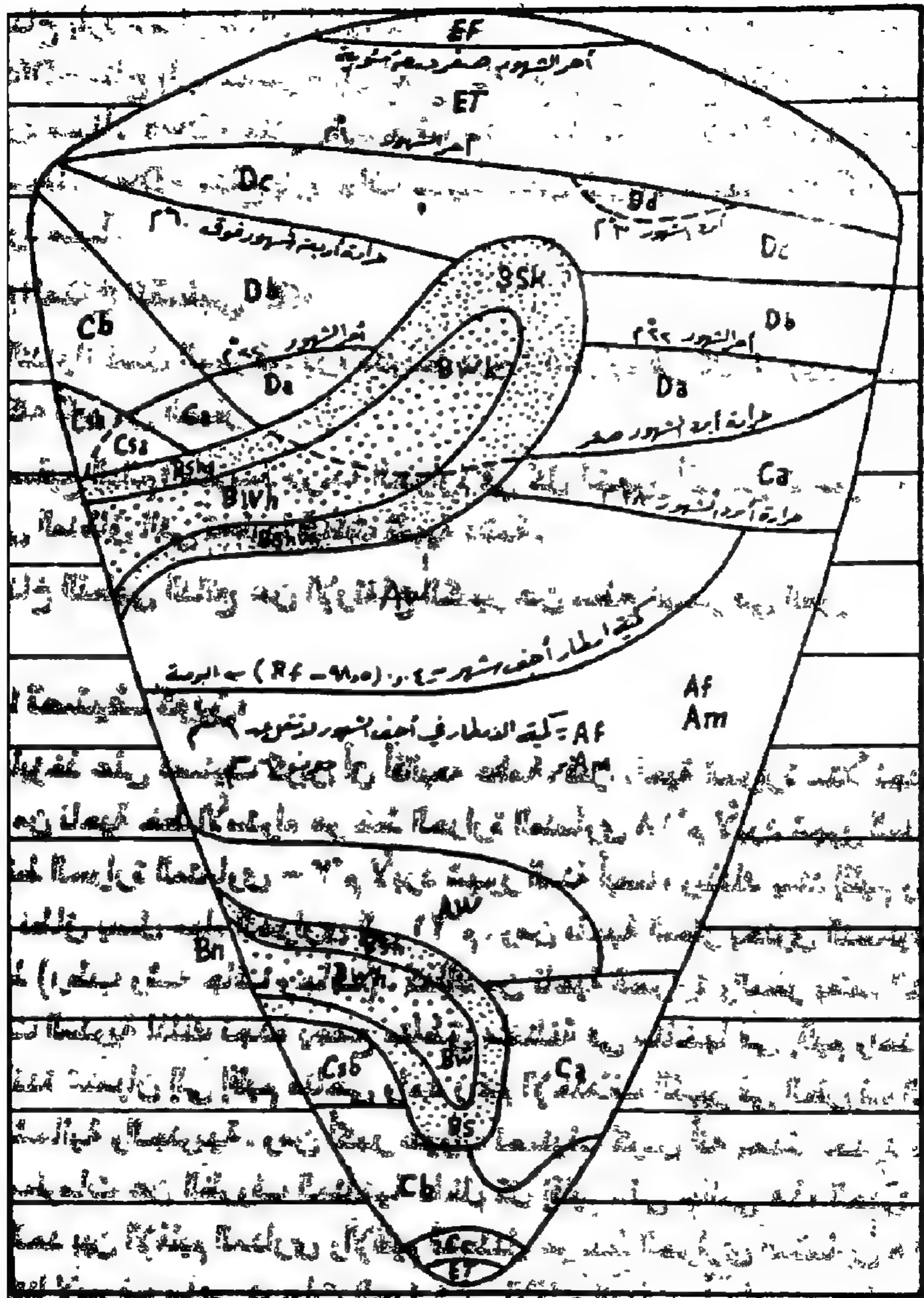
فإذا كانت كمية المطر فى الشهر الجاف أقل من ناتج المعادلة فالمناخ يكون موسمياً (Am)، وإلا فهو من نوع مناخ السافانا (Aw).

#### ٢- أنواع المناخ الجاف وشبه الجاف (B):

BSh. - مناخ شبه جاف حار، نوع العروض المنخفضة. BSk. - مناخ شبه جاف بارد، نوع العروض المتوسطة. BWh. - مناخ جاف حار، نوع العروض الدنيا. BWk. - مناخ جاف بارد، نوع العروض الوسطى. BSn، BWh. - مناخات تتواجد عادة على طول الأراضى الساحلية الموازية للتيارات المحيطية الباردة.

#### ٣- أنواع المناخ المعتدل (C):

Cfa. - مناخ معتدل ممطر طوال العام، حار صيفاً. Cfb. - مناخ معتدل ممطر طوال العام، دافئ صيفاً. Cfc. - مناخ معتدل ممطر طوال العام، مائل للبرودة صيفاً. Cwa. - مناخ معتدل جاف شتاء، حار صيفاً. Cwb. - مناخ معتدل جاف شتاء، حار صيفاً.



(شكل رقم ٧-٢)

تقاييم كوبن المناخية على قارة افريقية



شتاء، دافئ، صيفاً. Csa - مناخ معتدل جاف صيفاً، حار صيفاً. Csb - مناخ معتدل جاف صيفاً، دافئ، صيفاً.

#### ٤- أنواع المناخ البارد (D):

Dfa - مناخ بارد ممطر طوال العام، حار صيفاً. Dfb - مناخ بارد ممطر طوال العام، دافئ، صيفاً. Dfc - مناخ بارد ممطر طوال العام، مائل للبرودة صيفاً. Dfd - مناخ بارد ممطر طوال العام، بارد صيفاً. Dwa - مناخ بارد جاف شتاء، حار صيفاً. Dwb - مناخ بارد جاف شتاء، دافئ، صيفاً. Dwc - مناخ بارد جاف صيفاً، مائل للبرودة صيفاً. Dwd - مناخ بارد جاف شتاء، بارد صيفاً.

#### ٥- أنواع المناخ القطبي (E):

ET - مناخ التندرا؛ فصل النمو قصير، متوسط درجة الحرارة في كل الشهور يكون أقل من  $10^{\circ}\text{C}$  ولكنه أكبر من الصفر.

EF - مناخ الصقيع الدائم؛ متوسط درجة الحرارة في كل الشهور أقل من الصفر، ويسود هذا المناخ في المناطق التي تغطيها قبعات ثلجية دائمة.

EH - وهو المناخ القطبي الناتج عن الارتفاع الكبير عن سطح البحر في العروض الوسطى والدنيا.

#### هيوب وموزيا تصنيف كوبن:

من أهم ما يؤخذ على تصنيف كوبن أن أقلية عامة، فمن ناحية الحرارة مثلاً نجد وضع المناخ (C) حداً من ناحية خط الاستواء هو خط الحرارة المتساوي  $18^{\circ}\text{C}$  م لأبرد شهور السنة، ومن ناحية القطب خط الحرارة المتساوي  $-3^{\circ}\text{C}$  م لأبرد شهور السنة أيضاً، وبذلك يمتد إقليم واحد من أقاليم كوبن في نطاق يصل منهاء الحراري إلى  $21^{\circ}\text{C}$  م. ومن ناحية المطر يحتوى التصنيف على ثلاث فئات فقط (رطب وشبه جاف وجاف). كذلك من ناحية الحرارة والمطر يعتمد التصنيف على المتوسطات السنوية لذلك نجده يجمع مناطق مختلفة في مناخها في إقليم واحد، فمثلاً جزيرتا نيوزيلاندة تنتميان إلى إقليم مناخي واحد رغم الاختلاف الكبير في الظروف المناخية بين الجزيرة الشمالية والجنوبية. ومن أكبر عيوب تصنيف كوبن أنه يمتدنا بحدود مناخية ولا توجد لدينا مطومات عن الظروف المناخية داخل كل إقليم على جانبي هذه الحدود، فنحن نعرف مثلاً أن الحد بين الإقليم المداري والإقليم المعتدل هو خط الحراري المتساوي  $18^{\circ}\text{C}$  م في أبرد الشهور ولكننا لا نعرف ما هي درجات الحرارة في الإقليم المداري أو ما هي درجات الحرارة في الإقليم المعتدل. كذلك يؤخذ على كوبن أنه استخدم تصنيفه للمناطق المنخفضة ولم يحاول تطبيقه في مناطق الجبال.

ولكن من مميزات تصنيف كوبن أنه يعطى رموزاً للحرارة والمطر يسهل تذكرها واستخدامها. لذلك فهو من أكثر التصنيفات استخداماً في معظم العالم (شكل: ٤-٧)، كما أنه يسهل فهم التصنيف وتكلمه ومعرفة الأسس التي يقوم عليها، وهذا ما يساعد على تطبيقه بدون صعوبة تذكر.





## تصنيف ملر A.A.Miller:

أقترح أوستن ملر تصديفاً للمناخ عام ١٩٣١ لا يختلف في أسسه العامة عن التقسيم الذي اقترحه دومارتون إلا أنه يمتاز عنه بإبراز العلاقة بين تنوع المناخ وتوزيع النباتات على سطح الأرض وذلك على أساس طول الفصل الدافئ الذي لا ينخفض فيه متوسط درجة الحرارة عن ٦.١ مئوية (٤٣°ف). فضلاً عن ذلك فقد اهتم ملر في تصنيفه بالربط بين توزيع كل من الأمطار ودرجة الحرارة على أشهر وقصوى السنة، على اعتبار أن فاعلية المطر لا تتوقف على مقدار ما يسقط منه فحسب بل إنها تتوقف كذلك على حرارة الفصل الذي تسقط فيه وعلاقته بحياة النبات وقت نموها.

وقد قام ملر بتقسيم سطح الأرض إلى مناطق حرارية اعتمد في تحديدها على الحدود التي اقترحها سوبان Supan من قبل، ثم قسم هذه المناطق إلى أنواع مختلفة من المناخ اعتمد في تمييزها على أمرين:

١- التوزيع الفطلي للمطر وطول الفصل الجاف.

٢- التوزيع الفطلي للحرارة وطول الفصل البارد.

ويلاحظ أن كل نوع من الأنواع التي يضمها التصنيف قد رمز له بحرف معين وأعطى له كذلك رقم معين. ولقد قسم ملر العالم إلى خمسة أقاليم مناخية، معتمداً في تحديدها على متوسط درجة الحرارة، وكل إقليم قسم إلى عدة مناطق مناخية حسب فصل الأمطار والتوزيع السنوي لكمية المطر، وحسب موقعها الجغرافي. وإضافة إلى الأقاليم المناخية الخمسة فقد أضاف إقليمين آخرين وهما إقليم الجبال، وإقليم الصحارى، واللذين يمكن مصادفتها في أى من الأقاليم الخمسة. ولقد عد أن طول الفصل الجفاف لا مقدار ما يسقط فيه من المطر هو العامل الذي يتحكم في نمو النبات، ففصل النمو هو العامل المحدد لدرجة النمو، وهو عبارة عن المدة التي تزيد فيها الحرارة على ٦°م.

ولما كان الجفاف لا يتحدد بالمطر فقط، وإنما هو نتيجة لظاهرتي المطر والتبخر معاً، فقد اعتمد أوستن ملر على كمية المطر السنوية ومتوسط الحرارة السنوي في تحديد المناخ الجاف، حيث وضع لذلك عدة معادلات بسيطة يمكن على أساسها معرفة ما إذا كان المناخ رطباً أم شبه رطب أم جافاً، وهي كالآتي:

(١) (م أكبر من أو تساوى  $\frac{C}{P}$ ) مناخ رطب.

(٢) ( $\frac{C}{P}$  أقل من أو تساوى  $\frac{C}{P}$ ) مناخ شبه جاف «استبس».

(٣) (م أقل من أو تساوى  $\frac{C}{P}$ ) مناخ جاف «صحراء».

حيث:



م - كمية المطر السنوية (بوصة) ، ح - متوسط درجة الحرارة السنوية (فهرنهايت) .

وفي ضوء ما تقدم نجد أن أقاليم ملر المناخية بلغ عددها سبعة أقاليم تبعاً للحالة الحرارية بجانب مجموعة من الأقاليم الثانوية حسب صفاتها المطرية . وقد استخدم ملر الحروف الأبجدية في الرمز إلى أقاليمه . وفيما يلي أقاليم «ملر» المناخية (شكل: ٥-٧) .

أ- (A) المناخ الحار: ومن أنواعه ، (١) استوائي ؛ له نهايتان يغزر فيهما المطر. (١م) استوائي ؛ من النوع الموسمي . (٢) استوائي بحري ؛ ليس به فصل جاف . (٢م) استوائي بحري ؛ من النوع الموسمي . (٣) مداري قاري ؛ مطره صيفي . (٣م) مداري قاري ؛ من النوع الموسمي .

ب- (B) المناخ المعتدل الدافئ ، ليس فيه فصل بارد ، حيث لا يقل المتوسط الشهري لدرجة الحرارة في أي شهر عن ٦°م ، ومن أنواعه: (١) الساحل الغربي (البحر المتوسط) مطره شتوي . (٢) الساحل الشرقي ، مطره منتظم طوال العام . (٢م) الساحل الشرقي من النوع الموسمي ؛ وفيه نهاية عظمى للمطر في فصل الصيف .

ج- (C) المناخ المعتدل البارد ، وفيه فصل بارد يتراوح طوله بين شهر وستة شهور يقل متوسط درجة الحرارة فيه عن ٦°م ، ومن أنواعه: (١) بحري ؛ مطر منتظم مع نهاية عظمى في الشتاء . (٢) قاري ؛ له نهاية مطرية عظمى في الصيف . (٢م) قاري من النوع الموسمي ؛ مع نهاية عظمى شديدة في الصيف .

د- (D) المناخ البارد ، وهو ذو فصل بارد طويل يبلغ ٦ شهور أو يزيد مع متوسط حراري أقل من ٦°م ، ومن أنواعه: (١) بحري ؛ مطر منتظم مع نهاية عظمى في الشتاء . (٢) قاري ؛ مطر منتظم مع نهاية عظمى في الصيف . (٢م) قاري من النوع الموسمي ؛ له نهاية عظمى كبيرة في الصيف .

هـ- (E) المناخ القطبي ؛ وهو ليس به فصل دافئ ، وكل شهور السنة باردة تقل فيها الحرارة عن ٦°م .

و- (F) المناخ الصحراوي ؛ وتقل فيه كمية المطر تقل فيه ٢٥٤ مم (١٠ بوصة) في السنة ، ويميز فيه نوعان: (١) صحاري حارة ؛ ليس فيها فصل بارد ، حيث أن المتوسط الشهري للحرارة أكثر من ٦°م . (٢) صحاري باردة ؛ فيها فصل بارد تقل فيه الحرارة خلال شهر أو أكثر عن ٦°م .

ز- (G) المناخ الجبلي ؛ ويمثل في عروض مختلفة .

ويتضح من ذلك أن أوستن ملر قد اتجه بتصنيفه وجهة حيوية ، حيث أنه قد اختار درجة الحرارة ٦°م التي يعدها بعض علماء النبات درجة الحرارة التي يبدأ عندها النبات في النشاط والنمو ، إضافة إلى استخدامه خط المطر ٢٥,٤ سم (١٠ بوصة) التي جرت العادة على عدده حداً أدنى لوجود نباتات غير صحراوية ، والتصنيف بالطبع غير كامل ويعتمد على متوسطات الحرارة الشهرية والسنوية وكمية المطر السنوية والفصلية في صورة مبسطة وعامة ، وهو بذلك لا يرقى إلى مستوى تصنيف كورن رغم أنه جاء لاحقاً له من ناحية التاريخ .





A - مناخ حار :  
 A1 - نوع استوائي له قتان الأمطار .  
 Am - نوع استوائي له نظام موسمي .  
 A2 - نوع مداري بحري .  
 A2m - نوع مداري بحري له نظام موسمي .  
 A3m - نوع مداري قاري له نظام موسمي .

B - مناخ معتدل دافئ :  
 B1 - نوع غرب القارات ( بحر متوسط ) .  
 B2 - نوع شرق القارات .  
 B2m - نوع شرق القارات اللوسمي .  
 (شكل رقم ٧-٥)

الأنظمة المناخية في العالم وفقاً لتصنيف كوستنر

D - مناخ بارد :  
 D1 - نوع بحري معتدل طوّل  
 D2 - نوع قاري معتدل صيفاً  
 D3m - نوع قاري موسمي .  
 E - مناخ لطيف .  
 F - مناخ الصحاري .  
 G - مناخ الجبال .

## تصنيف أمبيرجيه L, Emburger:

يعد تحديد المناطق البيومناخية، ذات المناخ المتجانس بيولوجيا، ذات أهمية عظمى من الناحية البيئية والعملية. فمن الناحية البيئية يمكن القول إن أنواع النبات الطبيعي التي تنمو في مناطق ذات مناخ واحد تتشابه من الناحية البيولوجية وقابلة للتبادل فيما بينها. أما من الناحية العملية، ولاسيما فيما يتعلق بالزراعة، فإن النتائج التي يحصل عليها في منطقة ما يمكن تطبيقها في جميع المناطق الأخرى التي تتمتع بخصائص المناخ نفسه، ونمطى آخر، يمكن القول إن المحاصيل الزراعية التي تجود زراعتها في منطقة ما يمكن استغلالها في جميع المناطق التي تتميز بالمناخ نفسه.

ولقد توصل عالم البيئة الفرنسي الأستاذ «لويس أمبيرجيه» (١٩٣٢ - ١٩٥٥) إلى إيجاد علاقة مناخية مابين بلاد البحر المتوسط المختلفة التي تربطها بعضها ببعض مشاكل مناخية مشتركة، كما قام بعد ذلك بتصنيف المناخ في العالم كله، وتجدر الإشارة إلى أن أمبيرجيه قد انطلق في تصنيفه من نقد معامل دومارتون ولما كان «دومارتون» وغيره من العلماء السابقين اعتمدوا على الربط بين الحرارة والأمطار في دراساتهم التصنيفية، فإن أمبيرجيه عد أن ارتباطات الشروط البيئية للنبات أعقد من ذلك بكثير، وتتعلق بالمجال الحيوى الذى يمكن على أساسه أن ينمو النبات معطيا نتائج جيدة، مستندا إلى المدى الحرارى مابين متوسط درجة الحرارة العظمى لأحر الأشهر في السنة (ح١) ومتوسط درجة الحرارة الصغرى لأبرد شهر في السنة (ح٢) (بالدرجة المئوية)، كما أن متوسط مجموع هاتين الحرارتين يعبر عن الحرارة المتوسطة. ونتيجة لذلك فإن أمبيرجيه اعتمد على النسبة مابين الأمطار السنوية (م)، ومابين الحرارة المتوسطة  $\frac{٢٥ + ١٥}{٢}$  مضروبة في مدى الحرارة (ح١ - ح٢) مضروبة في الرقم (١٠٠٠) للتصحيح وذلك لتحديد المعامل الحرارى المطرى لبلاد حوض البحر المتوسط والذي تجر عنه المعادلة الآتية:

$$(المعامل الحرارى المطرى ك١) = \left( \frac{م \times ١٠٠٠}{\frac{٢٥ + ١٥}{٢}} \right)$$

وتحاشياً للأرقام السابقة فقد عدلت هذه المعادلة لتصبح بالشكل التالى:

$$(ك٢) = \left( \frac{م \times ٢٠٠٠}{٢٥ - ١٥} \right)$$

على أساس تقدير درجة الحرارة (ح١، ح٢) بالدرجة المطلقة (الصفر المئوى + ٢٧٣,٢ درجة مطلق). ويعبر المعامل الحرارى المطرى عن المناخ في أى منطقة، وكلما كبر المعامل كانت المنطقة أكثر رطوبة. والعكس، أى كلما صغر المعامل كانت المنطقة أكثر جفافاً. وقد تمكن أمبيرجيه بوساطة هذا المعامل من تحديد المناخات التالية في حوض البحر المتوسط:

- ١- المناخ الجاف جداً. ٢- المناخ جاف. ٣- المناخ شبه الجاف. ٤- المناخ شبه الرطب.  
٥- المناخ الرطب. ٦- المناخ الرطب جداً. ٧- مناخ أعالي الجبال.

ولقد قسم أمبيرجيه كلاً من المناخات السابقة لثلاث درجات عليا ومتوسطة ودنيا، وكل من هذه الدرجات الثلاث قسمت بدورها لإيجاد المناخات الأربعة التالية: بارد، معتدل، دافئ، حار. واعتمد هذا التقسيم على الحدود الحدية للنباتات والتي تبرزها الحرارة الصغرى لأبرد شهر في السنة (٢ح) وعبر عن ذلك بمايلي:

نمط المناخ	متوسط درجة الحرارة الصغرى لأبرد شهور السنة (م°)
حار، لا يحدث صقيع	أكثر من ٧°م
دافئ، نادراً ما يحدث صقيع	من ٧ - ٣°م
معتدل، الصقيع يتكرر أحياناً	من ٣ إلى صفر°م
بارد، يحدث الصقيع ضمن هذا النوع من النوع خلال جزء كبير من السنة	صفر إلى - ٣°م
بارد جداً، الصقيع يدوم لفترة طويلة	أقل من - ٣°م

ومما يلاحظ على معادلة أمبيرجيه إنها تأخذ في الحسبان بعض العوامل المناخية الهامة، كطول النهار، والرياح، والتبخر، ودرجة الرطوبة الجوية وتوزيع العناصر المناخية الفصلى، لذا كان من غير الممكن استعمال هذه المعادلة لمقارنة أماكن موجودة في المنطقة الاستوائية مع أماكن موجودة في حوض البحر المتوسط أو مع أماكن موجودة في المنطقة القطبية، كما لا يمكن استخدامها لمقارنة مناطق موجودة في طرفي الصحراء الإفريقية، الأولى في الشمال تسقط أمطارها شتاءً والثانية في الجنوب تسقط أمطارها صيفاً. وبمعنى آخر لا يصح استخدام هذه المعادلة سوى في نطاق مناخى معين وهو نطاق البحر المتوسط.

ولقد وضع أمبيرجيه معادلة بسيطة يحدد على أساسها سيادة مناخ إقليم البحر المتوسط حيث اعتمد في هذه العلاقة على كمية الأمطار الصيفية (م) ومتوسط درجة الحرارة العظمى لأحر شهر في الصيف (ح١) في شكل العلاقة الآتية:

$$\left( \frac{٢}{١٢} - \text{أقل من أو تساوى } ٧ \right)$$

فعندما يكون ناتج  $\frac{٢}{١٢}$  أكبر من الرقم ٧ فالمنطقة تكون خارج نطاق البحر المتوسط، أما عندما يكون الناتج أقل من الرقم ٧ فالمنطقة تكون ضمن نطاق البحر المتوسط.



ومن عيوب تصنيف أمبيرجيه هو اعتماده على النبات على الرغم من تدهور الغطاء النباتي في حوض البحر المتوسط، وغياب كثير من النباتات التي لها مدلول مناخي معين، بجانب إهماله للظروف المناخية التفصيلية، وانطلاقه من منطقة البحر المتوسط فقط لتحديد الأقاليم المناخية. ولكن مع ذلك فإن تصنيف أمبيرجيه المناخي أهمية كبيرة من وجهة النظر الزراعية، وبخاصة في مجال تحسين الأنواع النباتية، على أساس المقارنة ما بين الظروف المحلية لمنطقة ما مع الظروف في المنطقة التي يود أو استيراد بعض الأنواع النباتية، إضافة إلى ذلك فإن تصنيف أمبيرجيه يمكننا مباشرة من معرفة عدد مرات احتمال حدوث الصقيع، وتحديد اختيار الأنواع والأصناف النباتية تبعاً لذلك، كما أنه يساعد على دراسة أي ظاهرة بيولوجية في منطقة البحر المتوسط.

هذا ولقد تابع العالم الإيطالي أندريه جاكوبيه عام ١٩٥٦ أعماله أمبيرجيه لتحديد معامل الجفاف لبيان نوعية كل فصل على حدة. وإذا ما علمنا أن معامل فصلية الجفاف لأمبيرجيه والذي هو عبارة عن نسبة الأمطار الساقطة صيفاً على متوسط الحرارة العظمى لأحر شهر في السنة تكون أقل أو تساوي (٧)، نجد أن جاكوبيه قد عدل هذه العلاقة معتمداً على التفاضل الحراري - أي المدى الحراري (ح ١، ح ٢) - كما هو مبين في المعادل التالية لتحديد الجفاف في منطقة ما:

$$\text{معامل الجفاف السنوي} = 1000 \times \frac{\text{كمية المطر السنوية}}{\text{متوسط الحرارة العظمى لأحر شهر بالسنة} \times \text{المدى الحراري}}$$

وقد تمكن أيضاً جاكوبيه من حساب معامل الجفاف الشهري، وانتهى لوضع التدرج التصنيفي الآتي:

نوع المعامل	المعامل الفصلي	المعامل الشهري
جاف	أقل من ٨	أقل من ٣
شبه جاف	٨ - ٢٠	٣ - ٧
شبه رطب	٢٠ - ٥٠	٧ - ١٧
رطب	أكثر من ٥٠	أكثر من ١٧

ولعلاقة جاكوبيه أهميتها الحيوية لا كونها تحدد الشهور الجافة والرطبة فقط بل لأنها تفرض حدوداً حيوية لمدى نمو النبات. فكلما ازدادت قيمة معامل الرطوبة انخفضت فترة توقف النبات عن النمو، والجدول التالي (١-٧) يبين حدود النمو حسب معامل جاكوبيه الشهري:

تصنيف بيلي H.Bailey

يعد تصنيف بيلي من التصنيفات الحيوية الحديثة، إذ أن ظهوره لا يعود إلى أكثر من اثنتي عشرة سنة مضت. ولقد بذل بيلي جهداً كبيراً في سبيل أن يقدم تصنيفاً شاملاً غير معقد من جهة ودقيقاً من جهة أخرى. وقد ظهر تصنيف بيلي، على قسمين: قسم خاص بالرطوبة وظهر سنة ١٩٥٨، والآخر خاص بفاعلية الحرارة وبدرجة اعتدال المناخ وظهر سنة ١٩٦٠. ويعتمد

بيلى فى تصديفه على المتوسطات الشهرية والسوية لدرجة الحرارة والمطر، كما يعتمد على متوسط حرارة أبرد شهور السنة وأحرها، إلى جانب المدى السنوى للحرارة. ولذلك نجد أنه أخذ فى الحسبان عناصر عديدة صاغها فى شكل معادلات بسيطة غير معقدة. وفيما يلى عرض لعناصر تصنيف بيلى الثلاثة:

**جدول رقم (٧-١)**  
**حدود النمو النباتى حسب معامل جاكوبيه الشهرى**

مدة توقف النبات عن النمو (شهري)	معامل جاكوبيه الشهري	مدة توقف النبات عن النمو (شهري)	معامل جاكوبيه الشهري
صفر	فوق ٣٠	٤	٨ - ٤
١ - ١,٥	٢٠ - ٣٠	٥	٤ - ٣
٢	١٢ - ٢٠	٦ - ١٢	أقل من ٣
٢	٨ - ١٢		

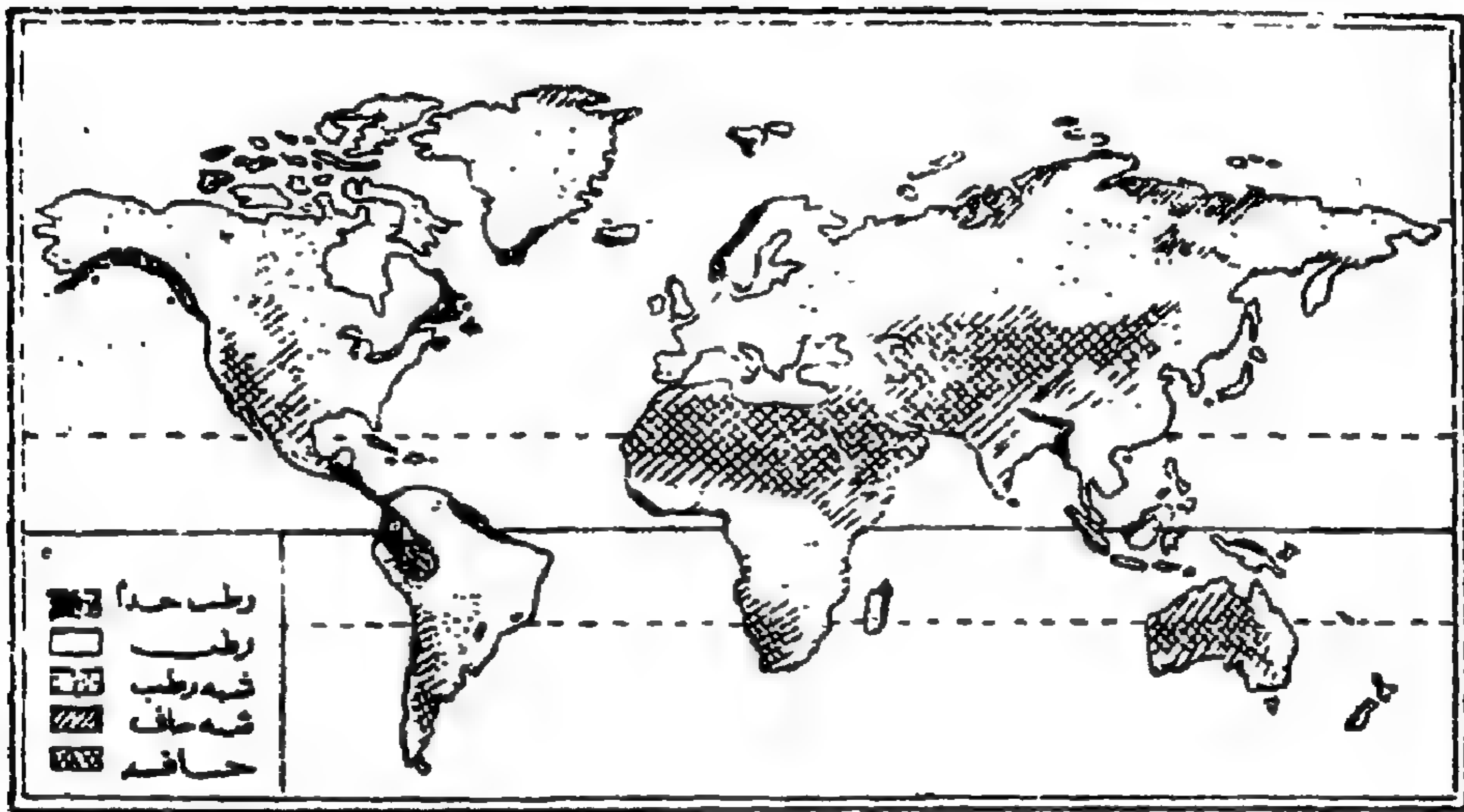
أ- معامل الرطوبة (فاعلية المطر): إن تحديد فاعلية المطر يعد مشكلة معقدة، وقد اختلف كثير من الباحثين حول تحديد درجة الفاعلية هذه، وذلك نتيجة للعلاقة الوثيقة بين كمية المطر التى يعتمد عليها النبات من جهة وكمية التبخر المرتبطة بدرجة الحرارة بصورة رئيسية من جهة أخرى.

وهكذا نجد أن بيلى قد ركز على نظام المطر ودرجة الحرارة، ومعتمداً على حقيقة أن الحرارة تكون أخفض فى مناطق المطر الشتوى أكثر من مناطق المطر الصيفى. ولقد توصل «بيلى» بالتجربة إلى أن هناك قيمة توجد علاقة بيلها وبين كمية التبخر وهذه القيمة تزداد مع ارتفاع درجة الحرارة، تلك القيمة رمز لها بالرمز (Kt) حيث (K) = ١,٠٢٥ وحيث (t) هى درجة الحرارة بالفهرنهايت، وتستخدم هذه القيمة فى معادلة للحصول على درجة رطوبة المناخ كما يلى:

$$\left( \frac{P}{1,025^x} \right) = \text{فاعلية المطر الشهرية}$$

حيث م هى كمية المطر الشهرية (بوصة)، x هى درجة الحرارة بالفهرنهايت. وعلى هذا فإن فاعلية المطر السنوى تساوى مجموع قيم الفاعلية الاثنتى عشرة. وفى ضوء درجة الرطوبة وتبايناتها وضع بيلى تدرجا تصنيفياً لأنماط المناخ (شكل: ٦-٧) المتوافقة مع درجة معينة من الرطوبة، على النحو الآتى:

الرمز	نمط المناخ	فاعلية المطر، درجة الرطوبة
A	رطب جدا	أكثر من ١٦,٢
B	رطب	٨,٧ - ١٦,٢
C	شبه رطب	٤,٧ - ٨,٧
D	شبه جاف	٢,٥ - ٤,٧
E	جاف	أقل من ٢,٥



(شكل رقم ٦٠-٧) أقاليم الرطوبة في العالم حسب التصنيف بيلى

ب-فاعلية الحرارة: إذا كان بعض الباحثين اعتمد على متوسط الحرارة الشهرى فى حساب فاعلية الحرارة كما فعل ثورنثويت ١٩٣١، فإن بيلى اعتمد على الشهور متطرفة الحرارة فقط، حيث أعطى وزناً لحرارة الشتاء أكبر مما يعطيه ثورنثويت، لذلك تبدو خرائط ثورنثويت وفيها العروض الوسطى أكثر دفئاً منها فى حالة خرائط بيلى. ويتم معرفة الأثر الفعلى للحرارة فى منطقة ما عن طريق علاقة رياضية يدخل فيها متوسط حرارة أحر شهور السنة وأبردها، والمدى الحرارى السنوى، كما يتضح من المعادلة الآتية:

$$( \text{فاعلية الحرارة} = \frac{74,2 \times \text{ح} - 50 \times \text{ف}}{14,4} )$$

حيث:

ح = متوسط حرارة أدفاً شهور السنة (ف)، ح = متوسط حرارة أبرد شهور السنة (ف)،  
ف = المدى السنوى للحرارة.

وعلى أساس قيم فاعلية الحرارة قسم بيلى العالم إلى عشرة أقاليم حرارية رئيسة تظهر



حدودها في الجدول التالي (٧-٢). والأنواع المناخية التي حددها بيلى والمتوافقة مع قيم معينة لفاعلية الحرارة هي كمايلي:

جدول رقم (٧-٢)  
فاعلية الحرارة وأنماط المناخ المتوافقة معها

الرمز المستخدم	النمط المناخي	فاعلية الحرارة
A <sub>1</sub>	Torrid خائق	أكثر من ٧٥,٤
A <sub>2</sub>	Hot حار	٦٩,٤ - ٧٥,٤
A <sub>3</sub>	Very warm دافئ جدا	٦٤,٤ - ٦٩,٤
B <sub>1</sub>	Warm { دافئ	٦٢,١ - ٦٤,٤
B <sub>2</sub>		٥٩,٩ - ٦٢,١
C <sub>1</sub>	Mild { معتدل	٥٨,٠ - ٥٩,٩
C <sub>2</sub>		٥٦,١ - ٥٨,٠
D <sub>1</sub>	Cool { مائل للبرودة	٥٤,٤ - ٥٦,١
D <sub>2</sub>		٥٢,٩ - ٥٤,٤
E <sub>1</sub>	Very Cool { أميل للبرودة	٥١,٤ - ٥٢,٩
E <sub>2</sub>		٥٠,٠ - ٥١,٤
F <sub>1</sub>	Cold بارد	٤٧,٥ - ٥٠,٠
F <sub>2</sub>	Very Cold بارد جدا	٤٥,٥ - ٤٧,٥
F <sub>3</sub>	Glacial جليدي	أقل من ٤٥,٥

ج- درجة اعتدال المناخ، ويهتم الجزء الثالث من تصنيف «بيلى» الذي ظهر عام ١٩٦٠ بدرجة اعتدال المناخ. ويقصد بدرجة اعتدال المناخ، أنها معرفة مدى خلو المناخ من التطرف الحرارى سواء بالنسبة للحرارة المرتفعة أو المنخفضة، لما لهذا التطرف من آثار تنعكس على نواحي النشاط المختلفة للإنسان. ولقد عد «بيلى» درجة الحرارة ١٤° م (٥٧,٢° ف) الدرجة المثالية لراحة الإنسان ونشاطه، وبذلك يكون أى ارتفاع أو انخفاض عن هذه الدرجة من عوامل تقليل اعتدال المناخ. وإذا كان هناك درجة مثالية لراحة الإنسان، فإن النبات مما لا شك فيه أكثر

تأثراً من الإنسان بالطرف الحرارى، ولذلك كانت نباتات المناطق المتطرفة حرارياً ذات صفات فسيولوجية وتشريحية خاصة، كما أنه من خلال الأبحاث التي قام بها علماء النبات والبيئة للنباتية اتضح أن هناك حداً أدنى وأعلى لنمو النبات، كما أن هناك درجة حرارة مثالية يبلغ نمو النبات عندها أقصاه، وهذه الدرجة تختلف من نبات إلى آخر. وما ينطبق على النبات والإنسان ينطبق كذلك على الحيوان وسائر الكائنات الحية.

وبما أن درجة الاعتدال قائمة أساساً على الظروف الحرارية، لذا فقد اعتمد بيلى فى حساب درجة الاعتدال على درجة الحرارة المثالية بجانب استخدامه لمتوسط الحرارة السنوى والمدى السنوى للحرارة بالإضافة إلى إدخاله بعض القيم الثابتة ذات الدلالة الحيوية والإحصائية، ولقد صاغ هذا كله فى علاقة مركبة تتضمن عناصرها من المعادلة الآتية:

$$\text{معامل اعتدال المناخ} = 124,3 - 30 \text{ لو } [( \text{متوسط الحرارة السنوى} - 57,2 )^2 + 0,366 \times \text{المدى الحرارى السنوى} + 2,62 ]^2$$

على أساس أن الحرارة تحسب بالمقياس الفهرنهايتى وفى حال استخدام المقياس السنوى للحرارة، فإن معادلة اعتدال المناخ تصبح كالآتى:

$$\text{معامل اعتدال المناخ} = 109 - 30 \text{ لو } [( \text{متوسط الحرارة السنوى} - 14 )^2 + 0,366 \times \text{المدى الحرارى السنوى} + 1,46 ]^2$$

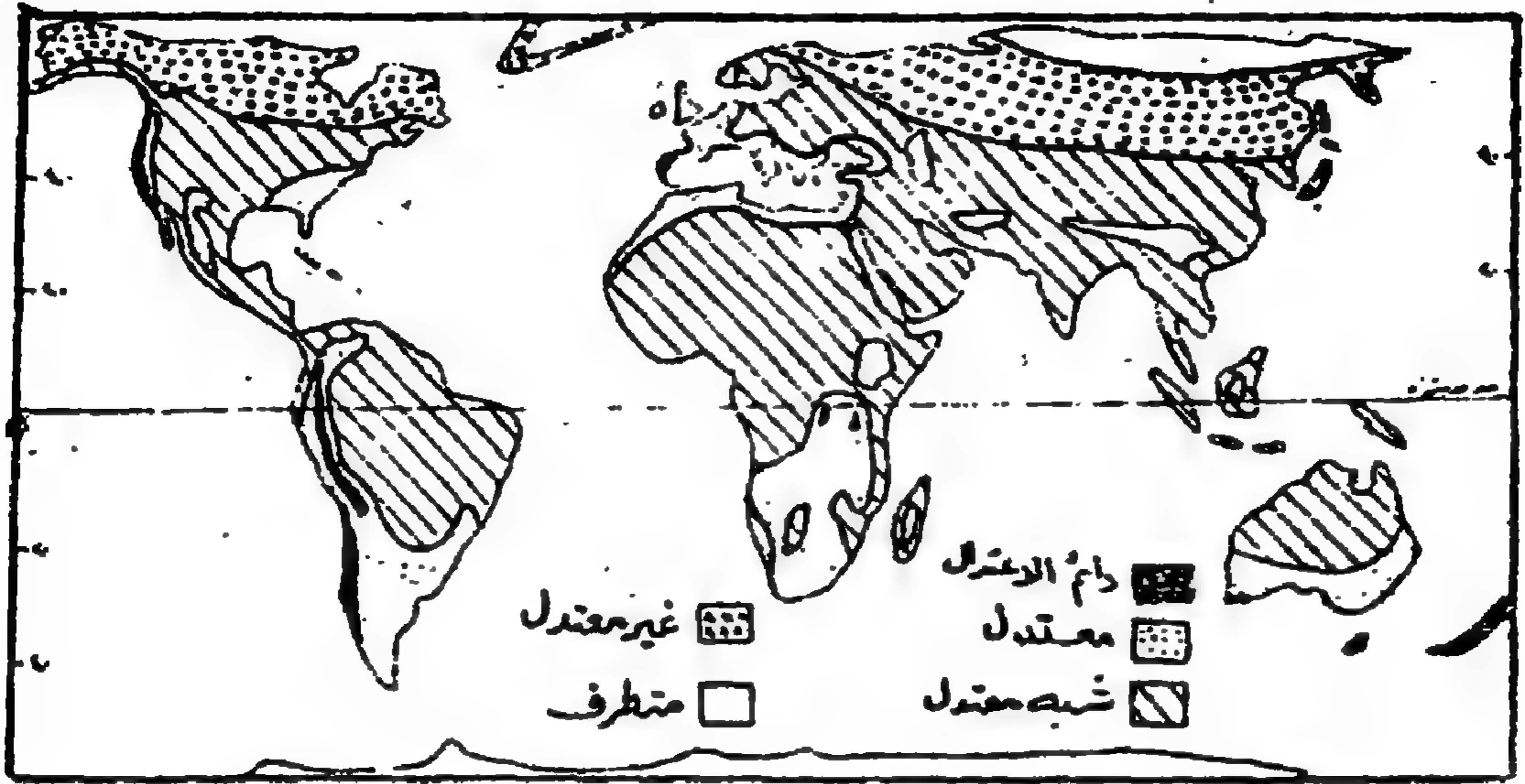
وأى انحراف عن الدرجة المثالية يعد من عوامل تقليل درجة الاعتدال ولذا نجد أن بيلى ركز على هذا الانحراف باستخدامه لمقياس الانحراف المعيارى فى تقديره لبعض القيم الإحصائية الداخلة فى معادلته. وتبعاً لدرجة اعتدال المناخ، قسم بيلى للعالم إلى إقليمين مناخيين رئيسيين وكل منهما قسمه إلى ثلاثة أقسام فرعية، والأنماط المناخية التى اعتمدها بيلى حسب درجة اعتدال المناخ هى كما فى الجدول التالى (جدول رقم ٣-٧)

جدول رقم (٣-٧)

درجة اعتدال المناخ وأنماط المناخ المتوافقة معها

المجموعة المناخية	النمط المناخى	درجة اعتدال المناخ
{ مناخات معتدلة	دائم الاعتدال	٨٠ - ١٠٠
	معتدل جداً	٦٥ - ٨٠
	معتدل	٥٠ - ٦٥
	شبه معتدل	٣٥ - ٥٠
{ مناخات غير معتدلة	غير معتدل	٢٠ - ٣٥
	متطرف	٢٠ - صفر

وتم يحاول «بيلى» تطبيق تصنيفه (درجة الاعتدال) فى المناطق الجبلية المرتفعة، لذا نجد ان هذه المناطق تظهر ببعضها فى خريطته التى وضعها للعالم (شكل: ٧-٧)، والتى يظهر منها أن المناخات المعتدلة تتركز فى الأجزاء الجنوبية الشرقية والجنوبية الغربية من الولايات المتحدة وجنوب شرق البرازيل والأرجنتين والجزء الجنوبي من أفريقيا، وساحل البحر المتوسط، وجنوب قارة اسفاليا.



(شكل رقم ٧-٧) أقاليم اعتدال المناخ فى العالم حسب تصنيف بيلى

وعلى الرغم من بساطة تصنيف «بيلى» وشموله وذلك لمعالجته عنصر الرطوبة من جهة، وفاعلية الحرارة من جهة ثانية واعتدال المناخ من جهة أخرى ثالثاً، فإن إهماله للتوزيع الفصلى لعنصرى الرطوبة والحرارة، بجانب سيره على نهج الكثيرين ممن سبقوه فى دراسة فاعلية المطر باعتماده على المتوسطات الحرارية والمطرية، كل هذا جعل من المناطق الجافة أكثر اتساعاً من حقيقتها وأدى إلى تداخل فى المناطق الحرارية رغم وجود تباين بينها.

أما بالنسبة لمقياس درجة اعتدال المناخ، فإنه يعد مقياساً فريداً خاصة وأن موضوع اعتدال المناخ لا يعتمد على ناحية واحدة بالذات، بل يدخل فى الحسبان درجة الحرارة المرتفعة والمنخفضة بالإضافة إلى درجة الرطوبة وسرعة الرياح وسطوع الشمس وغير ذلك، هذا من الناحية المناخية أما من الناحية البشرية فتدخل ميول الإنسان ومزاجه وتجاربه من حيث تحمله للحرارة المرتفعة أو المنخفضة، وكذلك ملابسه ونوع العمل الذى يؤدونه.

تصنيف تريوارثا G.T.Teewartha

يتفق هذا التصنيف الذى قدمه تريوارثا عام ١٩٤٣ إلى حد كبير من تصنيف «كوبن» الذى يمكن أن نعدّه أساس التصنيفات المناخية الحديثة. ونظراً لتوفر المزيد من الإحصاءات المناخية، والربط بين عناصر المناخ والذبات الطبيعية الذى يعد استجابة لها، فقد أدخل «تريوارثا»



تعديلات جديدة وواقعية على تصنيف كوبن. إلا أنه قسم المناخ على سطح الأرض أيضاً إلى أقسام كبرى وذلك على النحو الآتي:

A	المناخ المدارى الرطب
B	المناخ الجاف وشبه الجاف
C	المناخ المعتدل الدافئ
D	المناخ البارد الرطب
E	المناخ القطبي
H	المناخ المرتفعات

وقد قسم تريوارتا كلاً من هذه الأنواع إلى أنواع أصغر، كما استخدم تقريباً نفس الحروف التي استخدمها كوبن للتمييز بين الأقاليم المناخية المختلفة على أن هذا التصنيف يختلف عن التصنيف السابق من حيث الفواصل والحدود المناخية بين الأنواع الخمسة الرئيسية للمناخ.

تصنيف شرف A.T.Sharaf

يتمشى هذا التصنيف في نظامه العام مع تصنيف «ملر» ولكنه يختلف عنه في بعض الحدود التي تفصل بين الأقاليم المناخية. وقد جاء تصنيف «شرف» الذي قدمه عام ١٩٥١ يحمل كلاً من الأساس اللبائى والمناخى في تقسيم العالم إلى أقاليم مناخية، إذ إنه قسم العالم إلى ست أنواع كبرى على أساس المعدل الشهري لدرجة الحرارة وهي على الوجه الآتي:

الأقاليم الحارة، المعتدلة الدفينة، المعتدلة الباردة، الباردة، القطبية، الصحراوية. (اقترح «شرف» ذلك لتحديد الصحارى وتعيين الحد الفاصل بينها وبين مناطق الحشائش عن طريق معادلة أطلق عليها «معامل الجفاف» وهي  $M - C + 9$ ) وقد قسم «شرف» بعد ذلك، كلاً من هذه الأنواع الست الكبرى إلى أنواع أصغر. وكان الأساس الذي اعتمد عليه في التقسيم هو فاعلية ونوع الأمطار.

تصنيف كرتيشفيلد H.J.Critchfield

يتبع تصنيف كرتيشفيلد تقريباً تقسيم «كوبن» إذ إنه يعتمد اعتماداً كبيراً على الحرارة والتساقط وتوزيعها الفصلى وعلاقة ذلك بالغطاء اللبائى الطبيعى، ولكنه على أية حالة يقوم على أساس يختلف عن الأسس التي قامت عليها التصنيفات السابقة. ويتمثل هذا الأساس في تأثير الحرارة والرطوبة بالكتل الهوائية التي تسيطر على مناخ الأقاليم المختلفة. وبعد تصنيف كرتيشفيلد الذي قدمه عام ١٩٦٦ من أقرب التصنيفات إلى الدراسات الجغرافية، على الرغم من أن تحديده يعتمد على عمليات حسابية دقيقة تحدد العديد من الأنواع المناخية. وتبعاً لذلك فقد قسم العالم إلى أربعة أقسام مناخية كبرى تدخل تحت كل منها أقاليم مناخية فرعية مميزة وذلك على النحو الآتي:

أولاً، الأقاليم الاستوائية والمدارية: وهذه تسيطر عليها الكتل الهوائية الإستوائية والمدارية.  
ثانياً، الأقاليم دون المدارية والمعتدلة، وتسيطر عليها الكتل الهوائية المدارية دون القطبية.  
ثالثاً، أقاليم المناخ الباردة وهذه تسيطر عليها الكتل الهوائية دون القطبية.  
رابعاً، الأقاليم التي تسيطر عليها عامل الارتفاع.

### الأسلوب التجريبي في التصنيف المناخي

أقترحت في الآونة الأخيرة نظاماً تجريبية عديدة من أجل عمل تصنيفات مناخية إقليمية. ويرجع تعدد تلك النظم إلى الطبيعة المعقدة للمناخ وكذلك إلى العدد الكبير من العوامل أو العناصر التي يمكن اختيارها وكذلك القيم الحدية الممكنة في تأسيس النظام. فكانت هناك على سبيل المثال محاولات لعمل نظام تصنيفي قائم على أساس الطاقة السطحية وتدفقات الرطوبة. وكانت الأقاليم الناتجة تركز على عوامل المناخ العاملة في إقليم معين. غير أنه نظراً لأن المناخ هو عبارة عن ظواهر متغيرة في الوقت والمكان فقد كان صعباً للغاية تحديد مجموعة من القيم الحدية المعينة التي يمكن أن تعد ملائمة للمناخ وبشكل محدد. ومن هنا فإن معظم النظم قد صممت على أساس أهداف أو تطبيقات معينة سوف تستخدم من أجلها، فكانت هذه الأهداف أو التطبيقات تملئ اختيارات القيم الحدية المستعملة. وعلاوة على ذلك فإن التطبيقات التي يصاغ التصنيف من أجلها كثيراً ما تفرض درجة تعقيد نظام التصنيف نفسه. فعلى أحد الجانبين هناك نظم التصنيف الإقليمية البسيطة والقائمة على أساس عامل مناخي واحد، ومثل هذه التصنيفات نادراً ما ينظر إليها على أنها تصنيفات حقيقية، بل بالأحرى تعد هذه التصنيفات عبارة عن خرائط إقليمية محددة الغرض. بينما على الجانب الآخر، هناك نظم تصنيف تشمل عدداً من العوامل المناخية. ولعل من أكثرها شهرة ذلك التقسيم المعروف بالتصنيف «المنطقي» والمقترح بواسطة ثورنثويت Thornthwaite. فقد افترض أن التوازن المائي السطحي هو العامل أو الخاصية المفردة الأكثر أهمية من العوامل المناخية في أي مكان. ويعتمد هذا التوازن المائي ليس فقط على التساقط والتبخر في وقت ما، بل أيضاً على تفاوتاتهما الموسمية. ولقد نتج عن هذا التصنيف ظهور «الدليل الرطوبي Moisture Index»، كأحد المتغيرات المهمة في النظام. ثم تم بعد ذلك استنتاج القيم الحدية الهامة. والتصنيف الناتج هو تصنيف معقد إلى حد ما ولا يلائم المناطق الجافة Arid Areas بشكل تام. لذا فإن هذا التصنيف لم يستخدم بصورة مكثفة على مستوى كوكب الأرض. إلا أن خرائط الأنماط المناخية للأقاليم القارية الواقعة على دوائر العروض الوسطى تعكس - باستخدام رموز معينة - كمياً ضخماً من المعلومات باللغة الأهم بالنسبة للمجال الزراعي. وفيما يلي عرض شامل لتصنيف ثورنثويت ١٩٣١، ١٩٤٨ القائم على أساس توازن الرطوبة.

### تصنيف ثورنثويت Thornthwaite

نظراً للتطورات التي حدثت مؤخراً في الأسس العلمية لعلم المناخ بسبب تحسن وسائل القياس المستخدمة في الرصد الجوي وإنشاء محطات الرصد ووفرته وتجميع بيانات ومعلومات



الطقس، وقد أدى كل ذلك إلى التطور المشهود في الدراسة المناخية وإعطاء صورة واضحة لمناخ العالم وتبايناته المختلفة. ومن الأهمية بمكان في دراسة التصنيفات المناخية دراسة التوزيع الفصلي لعناصر المناخ، وهو ما اتبعه ثورنثويت في تصنيفاته، إذ أنه اعتمد في تحديد الأنماط المناخية على أساس كمي للعناصر المناخية التي ركز عليها، كما أنه اعتمد أيضا على النبات الطبيعي. فالتبخر الذي يحدث من سطح التربة واللتح الذي يخرج من النباتات يشكلان معا انتقال الماء من الأرض إلى الجو وهما عنصران أساسيان في تصنيف ثورنثويت الذي قام بوضعهما حيث، نشر الأول منهما في عام ١٩٣١ بينما نشر الثاني في عام ١٩٤٨. ويعتمد التصنيفان على نفس العناصر المناخية ولكن يختلف حساب هذه العناصر من أحدهما للآخر بما يجعل النتائج المستخلصة من كل منها مختلفة أيضا.

### أولا - تصنيف عام ١٩٣١

يعتمد هذا التصنيف على أربعة عناصر رئيسية هي: القيمة الفعلية للمطر، وتوزيعه الفصلي، ثم القيمة الفعلية لدرجة الحرارة وتوزيعها الفصلي، وهذا التصنيف يشبه تصنيف كوبن في محاولته تحديد حدود الأقاليم المناخية على أساس كمي، إلى جانب اعتماده أيضا على النبات الطبيعي، وبالإضافة إلى ذلك فهو يستخدم مجموعة من الرموز التي تدل على الأنماط المناخية، ولكنه يختلف عنه أساساً في استخدامه للتعبير عن فاعلية المطر والحرارة.

#### (١) القيمة الفعلية للمطر

من الحقائق المعروفة أن الحياة النباتية والحيوانية لا يمكنها أن تستفيد من كل المطر الساقط فوق سطح الأرض، لأن نسبة كبيرة جداً من الأمطار تضيع بوسائل شتى سواء عن طريق التصريف السطحي أو بواسطة التسرب ضمن شقوق القشرة الأرضية أو من خلال التبخر من التربة، وعلى هذا فإن القيمة الفعلية للمطر أي الكمية التي يستفاد منها تتوقف على مقدار ما يضيع منه بالطرق السابقة. وبعد تحديد القيمة الفعلية للمطر من الماكل المعقدة، نتيجة للعلاقة الوثيقة بين كمية المطر (الرطوبة) الفعلية لنمو النبات من جهة والتبخر من جهة أخرى، وإستخدام ثورنثويت في عام ١٩٣١ م المعادلة التالية لحساب القيمة الفعلية للمطر:

$$\text{القيمة الفعلية للمطر} = ١١,٥ \left( \frac{\text{كمية المطر الشهرية بالبوصة}}{\text{متوسط درجة الحرارة} - ١٠} \right)^{\frac{10}{9}}$$

وفي حال إستخدام المقياس الملوي لدرجة الحرارة، فإن المعادلة تصبح على الشكل التالي:

$$\text{القيمة الفعلية للمطر الشهري} = \left( \frac{\text{كمية المطر الشهرية}}{\text{متوسط درجة الحرارة الشهرية} + ١٢,٢} \right)^{\frac{10}{9}}$$

وتحسب القيمة الفعلية للمطر السنوي عن طريق جمع القيمة الفعلية للمطر الشهري خلال الاثنى عشر شهراً، ويمكن معرفة حالة المناخ والنوع النباتي اللازم له عن طريق مقارنة قيم



القيمة الفعلية للمطر السنوي مع التدرج التصنيفي الذي وضعه ثورنثويت جدول (٤-٧) .

#### جدول رقم (٤-٧)

##### تدرج ثورنثويت التصنيفي لفاعلية المطر

القيمة الفعلية للمطر	النمط المناخي	الرمز	النموذج النباتي
أكثر من ١٢٨	رطب جدا	A	غابة مطيرة
١٢٧ - ٦٤	رطب	B	غابة
٦٣ - ٣٢	شبه رطب	C	أرض عشبية
٣١ - ١٦	شبه جاف	D	استبس
أقل من ١٦	جاف	E	صحراء

ولقد اتخذ ثورنثويت القيمة ٤٨ للقيمة الفعلية للمطر الحد الفاصل بين المناخات الجافة والمناخات للرطبة .

##### التوزيع الفصلي للقيمة الفعلية للمطر:

نتيجة للاختلاف الشهري في درجة الحرارة السنوية وكمية المطر، فإننا نجد أن هناك تبايناً في القيمة الفعلية للمطر تبعاً لفصلية المناخ. وهكذا نرى أنه لابد من التمييز بين أربعة أنواع فصلية للقيمة الفعلية للمطر، كما حددها ثورنثويت على النحو التالي: رطوبة مستمرة في كل الفصول  $r$ ، نقص في الرطوبة في الصيف  $s$ ، نقص في الرطوبة في الشتاء  $w$ ، نقص في الرطوبة في كل الفصول  $d$ .

ففي حالة إذا ما كانت قيمة القيمة الفعلية للمطر أكثر من ٤٨، فإن النمط  $(r)$  يحدث عندما تكون الفاعلية لفصلية القصوى أقل من نصف القيمة الكلية للفاعلية ما لم تزد هذه الفاعلية على ١٢٨، وأما للنمط  $(s)$  فإنه يتشكل عندما تكون القيمة الفعلية للمطر في الشتاء أكثر من ١٦ أو أكثر من نصف الفاعلية الكلية التي يجب أن تكون أقل من ١٢٨.

وفي حالة إذا كانت الفاعلية الصيفية أكثر من ١٦ فالنمط المناخي يكون  $(w)$ . وعندما يكون هناك نقص رطوبة في كل الفصول  $(d)$  فإن القيمة الفعلية للمطر السنوي عندئذ تكون أقل من ٤٨ والفاعلية لفصلية لا تزيد على ١٦.

##### (٢) القيمة الفعلية لدرجة الحرارة

يشبه تأثير الحرارة تأثير الماء في النبات، فالحرارة تؤثر في كثير من العمليات الكيميائية والطبيعية، كما تؤثر في عمليات التمثيل الضوئي في النبات. والأثر الفعلي للحرارة يكون معادلاً

فى أهميته للأثر الفعلى للمطر. ولقد وضع «ثورنثويت» علاقة رياضية بسيطة لحساب فاعلية الحرارة مستخدماً فيها المتوسط الشهرى والسوى لدرجة الحرارة، والعلاقة هى كالتى:

$$\text{القيمة الفعلية لدرجة الحرارة الشهرية} = \frac{\text{المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة} - 32}{4}$$

حيث درجة الحرارة بالمقياس الفهرنيتى. وفى حال استخدام المقياس المتوى فإن المعادلة تصبح كالتى:

$$\text{القيمة الفعلية لدرجة الحرارة الشهرية} = \frac{9 \times \text{المتوسط الشهرى لدرجة الحرارة}}{20}$$

ويمكن حساب القيمة الفعلية لدرجة الحرارة السنوية، إما عن طريق جمع الفاعليات الشهرية الاثنى عشرة أو باستخدام العلاقة الآتية:

$$\text{فاعلية الحرارة السنوية} = 5.4 \times \text{المتوسط السنوى لدرجة الحرارة (م) } ^\circ$$

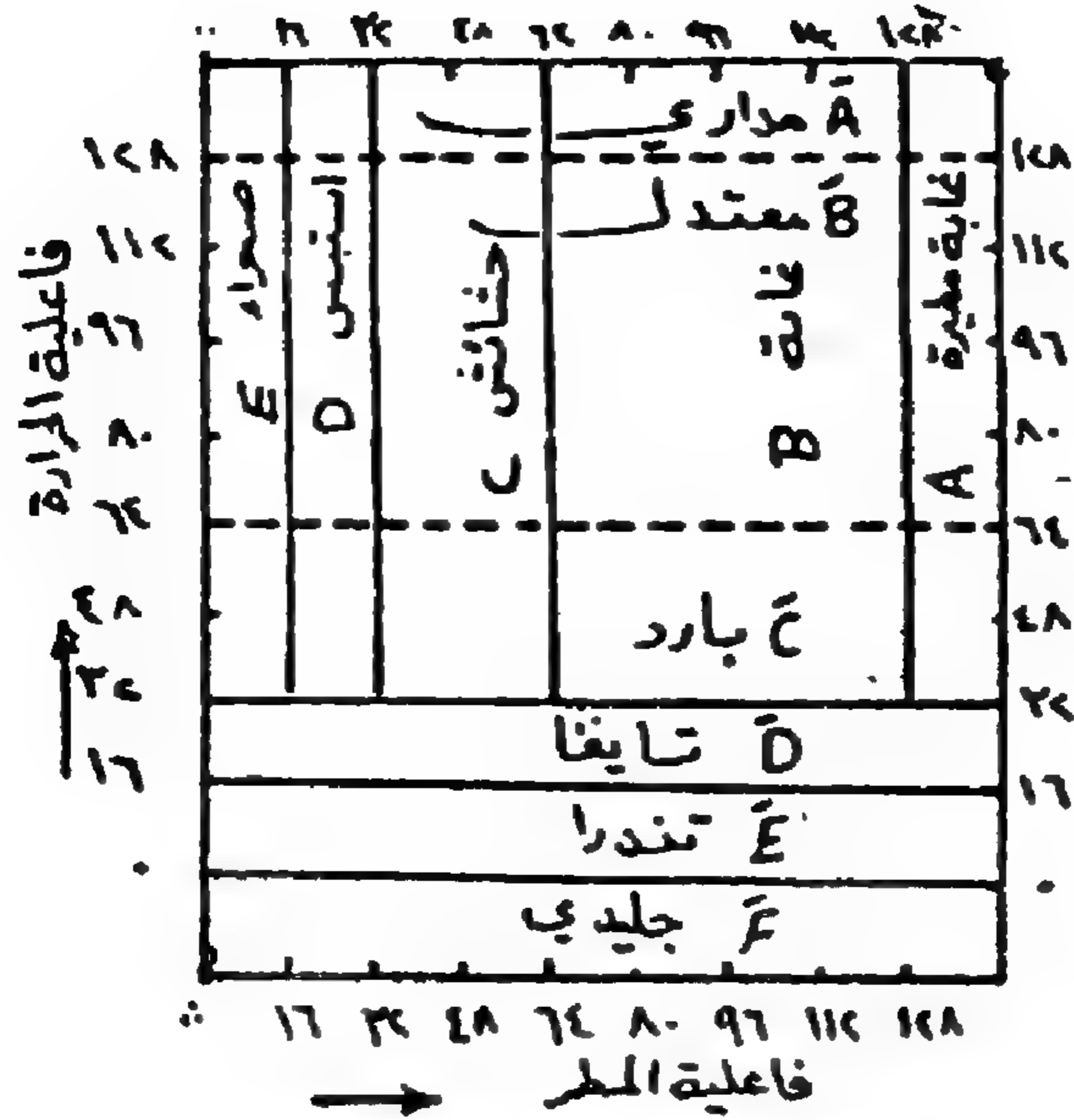
وعلى أساس فاعلية درجة الحرارة السنوية ميز «ثورنثويت» بين ستة أقاليم حرارية تتراوح فيهما فاعلية الحرارة بين الصفر إلى أكثر من ١٢٨، وهى كالتى:

الرمز	النمط المناخى	القيمة الفعلية لدرجة الحرارة السنوية
'A	مدارى	أكثر من ١٢٨
'B	معتدل	١٢٧ - ٦٤
'C	بارد	٦٣ - ٣٢
'D	طايغا	٣١ - ١٦
'E	تندراً	١٥ - ١
'F	صقيع	صفر

وتوجد أقل الشروط الحرارية لنمو النبات فى المنطقة القطبية، حيث تكون فاعلية الحرارة منخفضة جداً فى التندرا، وتعادل الصفر فى المنطقة الفاصلة بين النطاق القطبى والتندرا. أما أكثر الشروط الحرارية الملائمة لنمو النبات فتوجد فى المنطقة المدارية التى تصل فاعلية الحرارة فيها إلى ١٢٨ فأكثر (شكل ٨-٧).

#### التركيز الصيفى للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة

من المعروف علمياً أن الفاعلية السنوية لدرجة الحرارة لاتعطى الصورة الحقيقية للحالة الحرارية فى منطقة من المناطق نتيجة للتباين فى درجة الحرارة على مدار السنة، إذ أنه من



(شكل رقم ٨-٧) أقاليم الحرارة والرطوبة (ثورنثويت ١٩٢١)

المتوقع أن يكون لمحطتين قيمة الفاعلية السنوية نفسها، ولكن المحطة الأولى تكون فيها معظم الفاعلية محصورة في فصل الصيف، بينما نجد في الأخرى العكس.

$$(التركيز الصيفي لفاعلية الحرارة = \frac{فاعلية الحرارة في أشهر الصيف}{فاعلية الحرارة السنوية} \times 100)$$

ويتراوح مدى التركيز الصيفي بوجه عام بين ٢٥ - ١٠٠، وتختلف قيمته تبعاً لدرجة العرض والبعد عن البحر. وعلى أساس درجة التركيز الحرارية، ميز ثورنثويت، بين خمسة أقاليم مناخية حرارية، هي كالآتي:

وحسب درجة كفاية الفاعلية الحرارية لنمو النبات ميز ثورنثويت، ثمانية أقاليم مناخية، وهي كالآتي:

نسبة التركيز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة النمط المناخي

a	٢٥ - ٢٤%
b	٣٥ - ٤٩%
c	٥٠ - ٦٩%
d	٧٠ - ٩٩%
e	١٠٠%

وفيما يلي جدول (٤-٧) يبين الأقاليم المناخية تبعاً لعناصر التصنيف المختلفة وحسب الرموز المستخدمة:



أقاليم ليس فيها كفاية حرارية

أقاليم فيها كفاية حرارية

D	تاييجا	A	غابة مطرية
E	تندرا	B	غابة
F	صقيع وتلج دائم	C	أرض عشبية
		D	استبس
		E	صحراء

والشكل (٧-٩) يوضح توزيع الأقاليم المناخية على سطح كوكب الأرض حسب تصنيف ثورنثويت الأول عام ١٩٣١.

جدول رقم (٧-٤)

الأقاليم المناخية لثورنثويت حسب عناصر التصنيف المختلفة

فصلية الحرارة	فصلية المطر	فاعلية الحرارة	فاعلية المطر
a	r	A	A
b	s	B	B
c	w	C	C
d	d	D	D
e		E	E
		F	

ثانياً - تصنيف عام ١٩٤٨

إذا كان هذا التصنيف يتشابه مع التصنيف السابق في العناصر التي يعتمد عليها وهي: عنصر الرطوبة، عنصر الحرارة، التوزيع الفصلي للقيمة الفعالية للمطر (الرطوبة)، والتركيز الصيفي لفاعلية الحرارة. فإن التصنيفين مختلفان عن بعضهما بصورة واضحة. ففي التصنيف الأول (١٩٣١) حددت الأنماط المناخية على أساس دراسة توزيع النبات والتربة ومظاهر التصريف المائي، بينما في التصنيف الجديد حددت المناخات بصورة رياضية والحدود وقعت تبعاً لمعلومات وقيم احصائية، والاختلاف يظهر أيضاً نتيجة التغير في النظرة إلى دور النبات. فالدراسات المبكرة التي قام بها كوين اتخذت النبات مؤشراً مناخياً مفسراً لكل العناصر المناخية



بينما الدراسة الحالية تنظر إلى النبات على أنه عبارة عن أداة طبيعية وظيفتها نقل الماء من التربة إلى الجو، أى أن النبات يعد وسيلة للتبخّر، كما أن الغيوم وسيلة للتساقط.

وتعد طاقة التبخر / النتج نقطة الأساس في تصنيف ثورنثويت الجديد، إضافة إلى أنه يعطى فكرة عن التوازن المائى عن طريق تحديد كمية النقص فى الماء أو الفائض الذى يستخدم فى شكل معادلة رياضية لتحديد دليل أو مؤشر الرطوبة.

### طاقة التبخر / النتج Potential Evapotranspiration

لا يمكن تحديد نوعية المناخ ما إذا كان جافاً أو رطباً من خلال معرفة التساقط فقط، بل يجب معرفة ما إذا كان التساقط أكبر أو أقل من احتياج الماء للتبخّر والنتج، وإذا كانت أهمية كل من التساقط والتبخّر/النتج تبدو متقاربة، وأن كانا يرجعان إلى أسباب مناخية مختلفة، فانهما يختلفان عن بعض سواء فى الكمية أو فى التوزيع الشهرى والفصلى، ففى بعض الأمكنة نجد أن الأمطار الساقطة شهرياً تكون أكثر من التبخر من التربة واستهلاك النبات للماء، وبالتالي يوجد حينئذ فائض مائى، وهذا الفائض يتسرب إلى باطن الأرض أو يجرى على شكل جداول وأنهار على سطح الأرض حتى البحر، بينما فى أمكنة أخرى فإن الأمطار الساقطة شهرياً تكون أقل مما تستغله التربة فى التبخر والنبات فى النتج، وبالتالي لا يوجد فى هذه الحالة أى فائض مائى، بل يوجد نقص وانعدام فى الجريان السطحى للماء، ماعدا المناطق التى تتميز بتربتها غير منفذة للماء.

وتعد طاقة التبخر/النتج، حسب وجهة نظر ثورنثويت، عبارة عن كمية المياه التى تتبخر من التربة وتفقد من النباتات بوساطة النتج، فيما لو افترض وجود غطاء نباتى أخضر ومورد مياه دائم يمد التربة باستمرار وهذا المقدار الافتراضى لما يفقد من التربة والنبات هو فى الواقع مقدار المياه اللازمة لمنطقة ما كى لا يكون المناخ فيها جافاً. ويجب أن لا نخلط بين التبخر/النتج الفعلى وطاقة التبخر/النتج. حيث أن التبخر/النتج الفعلى هو قيمة حقيقة تتم فى الظروف العادية لمنطقة ما ويمكن قياسها، بينما طاقة التبخر/النتج فهى قيمة افتراضية ونظرية ومثالية فمثلاً يكون التبخر/النتج قليلاً فى منطقة صحراوية نباتها قليل، وقد يصل التبخر/النتج إلى أقصاه فى منطقة تتميز بزيادة مواردها المائية.

ولما كانت طاقة التبخر/النتج تختلف قيمتها باختلاف نوعية التربة والغطاء النباتى، ودرجة الحرارة، لذا فإن ثورنثويت قدر قيمة المياه التى تخزن فى منطقة الجذور فى التربة بأنها تتفاوت بين ٢٥ - ١٠٠ - ٤٠٠ ملم تبعاً لنوع التربة وعمقها وبنيتها. ولقد وضع ثورنثويت معادلة لحساب طاقة التبخر/النتج وذلك بالاعتماد على متوسط الحرارة الشهرى والمعادلة هى الآتية:

$$\text{طاقة التبخر/النتج} = ١,٦ \left( \frac{١٠ \times \text{المتوسط الشهرى للحرارى}}{\text{مجموع القيم الشهرية للمعامل الحرارى}} \right) \text{ ع}$$



حيث يحسب المعامل الحرارى من:

$$\text{المعامل الحرارى} = \left( \frac{\text{متوسط الحرارة الشهرى}}{5} \right) - 1,014$$

أما ع -

$$0,49229 + I \times 10^{-10} \times 0,17921 \times I \times 10^{-10} \times 0,7711 + I \times 10^{-10} \times 0,6751$$

حيث I هي المعامل الحرارى السنوى

(١) معامل الرطوبة

من الواضح الآن أنه ليس بالإمكان معرفة معامل الرطوبة، بمجرد مقارنة قيمة التبخر/النتح من التربة والنبات مع التساقط، ولكن يجب أخذ طاقة التبخر/النتح فى الحسبان نتيجة للدور الذى تلعبه والذي لا يقل عن الدور الذى يقوم به "تساقط"، إذ أنه بمقارنة الأمطار مع طاقة التبخر/النتح يمكن معرفة مدى الحاجة للماء، وما إذا كان هناك نقص فى الماء أو زيادة، وعندئذ يكون المناخ رطباً أو التساقط جافاً. فعندما تكون كمية التساقط أكبر من طاقة التبخر/النتح فعندئذ يكون هناك فائض من الماء، أما إذا كانت طاقة التبخر/النتح أكبر من قيمة التبخر/النتح الفعلى فالمنطقة يكون فيها عجز مائى، والزراعة تكون بحاجة إلى الري. ولقد استخدم ثورنثويت كلاً من الفائض المائى والعجز المائى بجانب طاقة التبخر/النتح للتعبير عن درجة الاطوبية والجفاف وذلك فى شكل معادلات رياضية كالآتى:

$$(1) \text{ معامل الرطوبة} = \frac{100 \times \text{كمية المياه الفائضة}}{\text{طاقة التبخر / النتح}}$$

$$(2) \text{ معامل الجفاف} = \frac{100 \times \text{كمية العجز فى المياه}}{\text{طاقة التبخر / النتح}}$$

فى حال انعدام التساقط فإن معامل الجفاف يبلغ حده الأقصى، وعنده يكون العجز المائى معادلاً لطاقة التبخر/النتح، ومعامل الجفاف يساوى ١٠٠٪. أما معامل الرطوبة فلا يصل حده الأقصى الا عندما تكون كمية التساقط معادلة لضعف طاقة التبخر/النتح. ونتيجة لتعاقب العجز المائى والفائض المائى فى فصول السنة المختلفة، فلقد أدخلهما ثورنثويت معاً فى حساب معامل الرطوبة. وعلى الرغم من أن الزيادة فى الماء فى فصل من الفصول لا يمكنها أن تمنع العجز فى فصل آخر، لكن ما يخرن من الماء فى التربة يعوض جزئياً هذا العجز. ولقد عد ثورنثويت أن الزيادة من المياه بمقدار ٦٠ ملم فى أحد الفصول يمكنها أن تعوض عجزاً مقداره ١٠٠ ملم فى فصل آخر.

وهكذا نجد أنه عند حساب معامل الرطوبة، فإن مؤشر الرطوبة يكون أكثر وزناً وأهمية من مؤشر الجفاف، حيث أن مؤشر الجفاف تشكل  $\frac{1}{10}$  قيمة مؤشر الرطوبة، وعلى هذا الأساس

فإن العلاقة الرياضية التي وضعها ثورنثويت لحساب معامل الرطوبة يكون على الشكل التالي:

$$\text{معامل الرطوبة} = \frac{\text{المياه الزائدة} \times 100 - \text{المعز في المياه} \times 20}{\text{طاقة التبخر} / \text{النسج}}$$

وعندما تكون قيم معامل الرطوبة ايجابية فالمناخ يكون عليلد رطباً، وعندما تكون القيم سلبية فإن المناخ عندما يكون جافاً.

وفيما يلي أقاليم الرطوبة مع قيم حدودها تبعاً للتدرج التصنيفي الذي وضعه ثورنثويت عام ١٩٤٨:

الرمز	النمط المناخي	معامل الرطوبة
B {	A رطب جداً	١٠٠ فأكثر
	B <sub>4</sub> رطب	٨٠ - ١٠٠
	B <sub>3</sub> رطب	٦٠ - ٨٠
	B <sub>2</sub> رطب	٤٠ - ٦٠
	B <sub>1</sub> رطب	٢٠ - ٤٠
C {	C <sub>2</sub> شبه رطب (مثل الرطوبة)	٢٠ - صفر
	C <sub>1</sub> شبه رطب (مثل الجفاف)	صفر إلى - ٢٠
	D شبه جاف	- ٢٠ - - ٤٠
	E جاف	- ٤٠ إلى - ٦٠

وتعد الأنماط المناخية السابقة هي نفس الأنماط التي حددها وقدمها ثورنثويت في تصنيفه السابق في عام ١٩٣١ ولكن بينما اعتمد في وضع الحدود في التصنيف السابق على الطريقة الوصفية المعتمدة على دراسة النبات والتربة ونماذج التصريف المناخي، فإن الحدود في التصنيف الجديد هي حدود منطقية اعتمد ثورنثويت في وضعها على العلاقة ما بين التبخر/النسج والتساقط. وعلى الرغم من ذلك هناك علاقة بين معامل الرطوبة حسب التصنيف الجديد ومعامل الرطوبة في التصنيف القديم وهذه العلاقة تتحدد من المعادلة التالية:

$$(\text{معامل الرطوبة القديمة} = ٨,٥ \times \text{معامل الرطوبة الجديدة} - ٤٨)$$

التباين الضلي لقاعلية الرطوبة،

من المهم معرفة فصلية المناخ حين نقوم بدراسة المناخ في منطقة من المناطق. فكثيراً

ما يتعاقب فصل الجفاف مع فصل الرطوبة، وإذا كانت هناك مناطق يسيطر عليها الجفاف باستمرار فلا شك أن هناك فصلاً يكون أقل جفافاً من غيره.

ولقد استخدم ثورنثويت معاملات الجفاف والرطوبة لتحديد فصلية المناخ؛ ففي المناخات الرطبة والتي تكون معامل الرطوبة فيها أكثر من الصفر، استخدم مؤشر الجفاف لمعرفة نوعية العجز المائي الموجود، أما في المناخات الجافة (C, D, E) التي ينخفض فيها معامل الرطوبة عن الصفر، فقد استخدم مؤشر الرطوبة خير ما يدل على نوعية الفائض المائي. وأشار ثورنثويت إلى فصلية الرطوبة برمز معينة.

وفيما يلي التدرج التصنيفي لفصلية الرطوبة الذي وضعه ثورنثويت، في حالة المناخات الرطبة والجافة، مع الحدود المناخية الفاصلة بين نوع وآخر (جدول ٥-٧).

#### (جدول رقم ٥-٧)

#### التدرج التصنيفي لفصلية الرطوبة والأنواع المناخية المرتبطة بها

مؤشر الرطوبة	الرمز	١- المناخات الرطبة A.B.C <sub>2</sub>
صفر إلى ١٦,٧	r	كمية العجز في المياه قليلة أو معدومة
١٦,٧ - ٣٣,٣	S	عجز متوسط في الصيف
١٦,٧ - ٣٣,٣	w	عجز متوسط في الشتاء
أكثر من ٣٣,٣	S <sub>2</sub>	عجز كبير في الصيف
أكثر من ٣٣,٣	W <sub>2</sub>	عجز كبير في الشتاء
مؤشر الرطوبة	الرمز	٢- المناخات الجافة C <sub>1</sub> .D.E
صفر إلى ١٠	d	كمية المياه الزائدة قليلة أو معدومة
١٠ - ٢٠	S	زيادة متوسطة في الشتاء
١٠ - ٢٠	W	زيادة متوسطة في الصيف
أكثر من ٢٠	S <sub>2</sub>	زيادة كبيرة في الشتاء
أكثر من ٢٠	W <sub>2</sub>	زيادة كبيرة في الصيف



وهكذا يتضح أن هناك عشرة أقاليم مناخية تبعاً لفصلية الرطوبة.

## (٢) القيمة الفعلية لدرجة الحرارة:

يعد ثورنثويت طاقة التبخر/ اللتح مقياساً لفاعلية الحرارة من جهة، وللترابط ما بين درجة الحرارة ودائرة العرض من جهة أخرى، فإن طاقة التبخر/ اللتح تصحح كما ذكرنا سابقاً بالنسبة لطول النهار. ولما كانت فاعلية نمو النباتات لا تتوقف فقط على درجة الحرارة، ولكنها ترتبط ارتباطاً وثيقاً بكمية الماء اللازمة لتحقيق نمو أفضل، فإن فاعلية الحرارة تقاس بالوحدات المستعملة نفسها في قياس فاعلية الرطوبة.

ويوجه عام فإن أقل التباينات الفصلية في درجة الحرارة تكتمل في المنطقة الاستوائية التي يزيد متوسط درجة السنوي فيها على  $23^{\circ}\text{C}$ ، وكلما ابتعدنا عن خط الاستواء تبرز الاختلافات الفصلية بشكل واضح ويتدنى المتوسط السنوي للحرارة لينخفض دون  $21^{\circ}\text{C}$  عند الحد الجنوبي للنطاق المعتدل الذي يتباطأ فيه النمو شتاء وتزداد الحاجة للماء في فصل الصيف. ونتيجة للحسابات التي قام بها ثورنثويت في النطاق الاستوائي، فإن طاقة التبخر/ اللتح (فاعلية الحرارة) بلغت هناك  $114\text{ سم}$ ، ولقد عدت هذه القيمة على أنها الحد الفاصل بين المناخات الحارة والمعتدلة.

وتشابه الأنماط المشتقة من فاعلية الحرارة تلك الأنماط المستمدة من معامل الرطوبة حتى أنه يشار إليها برمز مشابهة. وفيما يلي المناخية التي حددها «ثورنثويت» تبعاً لقيم فاعلية الحرارة (طاقة التبخر/ اللتح) في تصنيفه الجديد لعام ١٩٤٨ (جدول ٦-٧).

### جدول رقم (٦-٧)

#### القيمة الفعلية لدرجة الحرارة والأنماط المناخية لثورنثويت عام ١٩٤٨

الرمز	النمط المناخي	طاقة التبخر/ اللتح بوصة	القيمة الفعلية لدرجة الحرارة سم
A	حار	أكثر من ٤٤,٨٨	أكثر من ١١٤,٥
B <sub>4</sub>	معتدل	٣٩,٢٧ - ٤٤,٨٨	٩٩,٧ - ١١٤,٥
B <sub>3</sub>	معتدل	٣٣,٦٦ - ٣٩,٢٧	٨٥,٥ - ٩٩,٧
B <sub>2</sub>	معتدل	٢٨,٠٥ - ٣٣,٦٦	٧١,٢ - ٨٥,٥
B <sub>1</sub>	معتدل	٢٢,٤٤ - ٢٨,٠٥	٥٧,٠ - ٧١,٢
C <sub>1</sub>	بارد	١٦,٨٣ - ٢٢,٤٤	٤٢,٧ - ٥٧,٠
C <sub>2</sub>	بارد	١١,٢٢ - ١٦,٨٣	٢٨,٥ - ٤٢,٧
D	تندار	٥,٦١ - ١١,٢٢	١٤,٢ - ٢٨,٥
E	صقيع	أقل من ٥,٦١	أقل من ١٤,٢

## التركز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة

بما أن طول اليوم يكون ثابتاً إلى حد ما في شهور السنة المختلفة، وحيث أن درجة الحرارة قليلة التغير، فإن الاختلافات الفصلية في طاقة التبخر/ التلح تكون قليلة جداً في المنطقة الاستوائية. ولذلك فإن التبخر/ التلح في أي ثلاثة أشهر متتالية تكون مساوية ٢٥٪ من طاقة التبخر/ التلح السنوية. ومن جهة أخرى فإن فصل النمو في المناطق القطبية يكون قصيراً ومحصوراً في أشهر الصيف الثلاثة، ولذلك فإن طاقة التبخر/ التلح في تلك الأشهر تساوي ١٠٠٪ من الطاقة السنوية، وبين هذين الحدين، فإن طاقة التبخر/ التلح تتناقص من المناخات الحارة إلى المناخات المتجمدة (E) وأن الجزء الذي يكون متركزاً في فصل الصيف يتزايد بالاتجاه نفسه من ٢٥٪ إلى ١٠٠٪. ويبدو أن التركيز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة متناسب بصورة عكسية مع لوغاريتم طاقة التبخر/ التلح السنوية، كما يظهر من المعادلة الآتية.

(التركز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة = ١٥٧,٧٦ - ٦٦,٤٤ × لو طاقة التبخر/ التلح السنوية «بوصة»)

كما يمكن أن يحسب التركيز الصيفي من العلاقة بين طاقة التبخر/ التلح في الصيف والطاقة السنوية.

حيث:

$$\text{التركز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة} = \frac{\text{طاقة التبخر / التلح في فصل الصيف}}{\text{طاقة التبخر / التلح السنوية}} \times ١٠٠$$

وبناء على ذلك ميز «ثورنثويت» بين أربعة أنماط مناخية رئيسية كل منها تحتوي على نسبة معينة من التركيز الصيفي، وهذه الأنماط المناخية هي كالآتي تبعاً لقيمة التركيز الصيفي (جدول: ٧-٧).

هذا ومن الممكن أحياناً أن نجد التطابق مفقود ما بين النمط المناخي الناتج من التركيز الصيفي والنمط الناتج من الفاعلية الحرارية السنوية. فمثلاً نجد أنه في سان فرانسيسكو تبلغ طاقة التبخر/ التلح فيها نحو ٢٧,٠٩ بوصة، ونسبة التركيز الصيفي تعادل ٣٣,٣٪، فالمناخ فيها يكون حاراً (a)، بينما يكون من النمط المعتدل الأول (B<sub>1</sub>) بالنظر إلى فاعلية الحرارة السنوية، وسان فرانسيسكو مثال للمناخ البحري.

وتجدر الإشارة هنا إلى أن «ثورنثويت» قام في عام ١٩٥٥ بتقنيخ تصنيفه الجديد لعام ١٩٤٨، مبدلاً بذلك عليه بعض التغييرات الطفيفة، ذلك أن عنصر التعريض المائي تتغير درجته من مكان إلى آخر تبعاً لكمية الرطوبة الفصلية في التربة والتي يلعب التبخر دوراً كبيراً في تحديد كميتها ولهذا أعطى الغطاء النباتي ونوع التربة أهميته في ذلك وألغى عنصر التعريض، بحيث أصبحت معادلته لحساب معامل رطوبة مكان ما، على الشكل التالي:

**جدول رقم (٧-٧)**  
**التركيز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة**  
**والأنماط المناخية لتونس ١٩٤٨**

الرمز	النمط المناخي	التركيز الصيفي للقيمة الفعلية لدرجة الحرارة
a	حار	أقل من ٤٨.٠ %
b {	b <sub>4</sub> معتدل ٤	٤٨.٠ - ٥١.٩
	b <sub>3</sub> معتدل ٣	٥١.٩ - ٥٦.٣
	b <sub>2</sub> معتدل ٢	٥٦.٣ - ٦١.٦
	b <sub>1</sub> معتدل ١	٦١.٦ - ٦٨.٠
c {	c <sub>2</sub> بارد ٢	٦٨.٠ - ٧٦.٣
	c <sub>1</sub> بارد ١	٧٦.٣ - ٨٨.٠
d	تندار	أكثر من ٨٨.٠

$$\text{معامل الرطوبة} = \frac{\text{المياه الزائدة} - \text{العجز في المياه}}{100 \times \text{طاقة التبخر / النتج}}$$

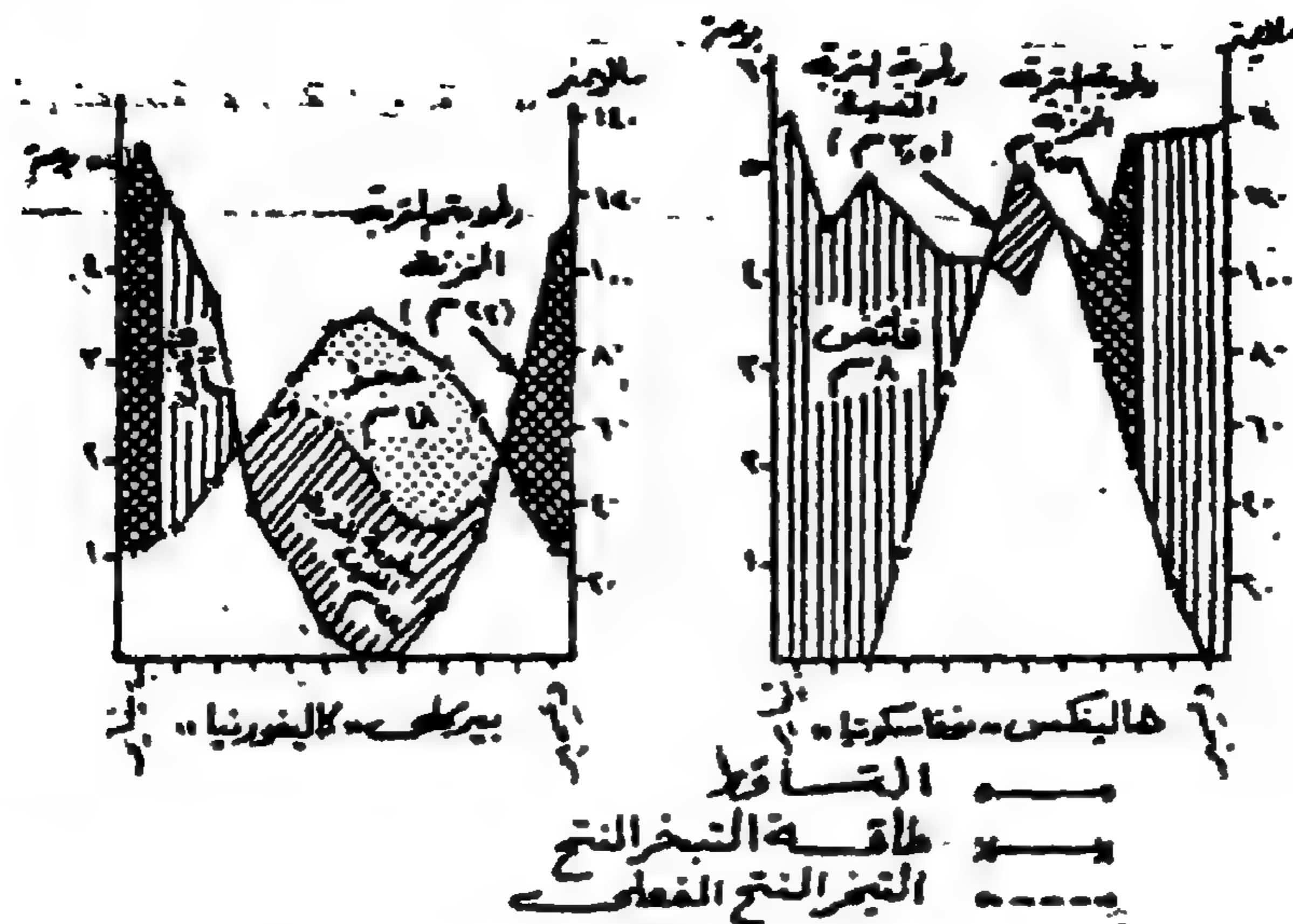
وهذا ما أدى إلى حدوث تغيير في حدود أقاليمه المناخية (أقاليم الرطوبة) بحيث أصبحت على الشكل التالي (جدول: ٧-٨).

**جدول رقم (٧-٨)**  
**معامل الرطوبة وطاقة التبخر/ النتج والأنماط المناخية المرتبطة بهما**

الرمز	النمط المناخي	طاقة التبخر/ النتج (سم)	معامل الرطوبة
A	رطب جدا	أكثر من ١١٤	١٠٠ فأكثر
B <sub>1</sub> -B <sub>4</sub>	رطب (B <sub>1</sub> -B <sub>4</sub> )	٥٧ - ١١٤	٢٠ - ١٠٠
C <sub>1</sub> - C <sub>2</sub>	C <sub>2</sub> شبه رطب (مائل للجفاف)	٢٨.٥ - ٥٧	٢٠ - صفر
	C <sub>1</sub> شبه رطب (مائل للرطوبة)		صفر إلى ٣٣
D	شبه جاف	١٤.٢ - ٢٨.٥	٣٣ إلى ٦٧
E	جاف	أقل من ١٤.٢	٦٧ - إلى ١٠٠



ومما لا شك فيه أن حساب التوازن المائي لمنطقة ما يعطى الدليل الصحيح عن امكانات تلك المنطقة الاقتصادية (شكل ١٠-٧).



(شكل رقم ١٠-٧) توازن الرطوبة في بعض محطات العالم حسب مفاهيم ثورنثويت

يتضح من العرض السابق لتصنيف «ثورنثويت» أنه يعطى وزناً أكبر للأحوال السائدة في فصل الصيف، حيث أن قيمة طاقة التبخر/اللتح تزداد زيادة كبيرة إذا ارتفعت درجات الحرارة، بينما تصل طاقة التبخر/اللتح إلى الصفر، إذا انخفضت درجة الحرارة إلى درجة مئوية واحدة، ومعنى هذا أن الصيف هو مركز الثقل في النتائج النهائية بخاصة في العروض المعتدلة حيث ترتفع حرارة الصيف في حين تنخفض حرارة الشتاء انخفاضاً كبيراً إلى ما دون الصفر. ومن عيوب هذا التصنيف أنه في المناطق التي يسقط مطرها في الصيف إذا قورنت كمية المطر بكمية التبخر/اللتح فإن العجز سيكون قليلاً لأن المطر يزداد في الوقت نفسه الذي تزداد فيه كمية التبخر/اللتح وبذلك يقل العجز أو ينعدم.

وتبدو للمناطق ذات المطر الصيفي أكثر رطوبة في حقيقتها تبعاً لمفاهيم ثورنثويت كما هي الحال في شرق الولايات المتحدة الأمريكية. وعكس هذا تماماً يحدث في المناطق ذات المطر الشتوي، إذ أن الحرارة ترتفع في فصل الصيف، وترتفع قيمة التبخر/اللتح تبعاً لذلك، بينما لا يوجد مطر، وهذا يؤدي إلى زيادة العجز المائي وبالتالي تبدو المناطق ذات المطر الشتوي أكثر جفافاً من حقيقتها.

وبمقارنة تصنيف كوين مع تصنيف ثورنثويت، نجد أن كوين يعتقد أن القيمة الفعلية للمطر تكون أكثر إذا سقط في فصل الشتاء عندما تنخفض الحرارة ويقل التبخر والعكس صحيح. بينما نجد أن ثورنثويت يعتقد أن المناخ يكون رطباً إذا توافقت فصل الحرارة المرتفعة مع فصل المطر الغزير، أو بمعنى آخر أن المناخ يكون رطباً إذا سقط فيه المطر عندما تشدد الحاجة إليه.

غير أنه مهما قيل عن تصنيف ثورنثويت وما به من عيوب فإنه لا شك يتفوق على تصنيف كوين ومعظم التصنيفات المناخية الأخرى، إذ أنه يعطى قيماً مستمرة فوق سطح الأرض للحرارة والرطوبة، علاوة على أنه ينتج عنه أقاليم عديدة على حين يعطى تصنيف كوين ثلاثة أقاليم فقط في حالة الرطوبة.

وبالإضافة إلى ما سبق فإن العناصر التي أعتمد عليها ثورنثويت في تصنيفه تعطى فكرة واضحة عن التوازن المائي، كما توضح بجلاء درجة الكفاية المائية للمحاصيل الزراعية، وذلك من خلال تحديد كمية الفائض المائي والعجز في كمية المياه، وهذا يساعد على معرفة درجة التعويض في ما سبق المطر الفصلي وبالتالي مدى قدرة نجاح زراعات معينة في فصل الجفاف تبعاً لدرجة التعويض. ومهما يكن من أمر فإن فكرة التوازن المائي التي وضعها ثورنثويت تعد من الأركان الهامة في الدراسات الهيدرولوجية الحديثة كما تعد أساساً للقيام بأي تخطيط اقتصادي زراعي.

من هذا العرض والمقارنة بين بعض التصنيفات المناخية، يتضح لنا أنه لا يوجد تصنيف واحد متكامل يفي بجميع الأغراض التي يتطلبها الجغرافيون. فنحن نحتاج إلى تصنيف بسيط مثل تصنيف كوين، وتصنيف يعتمد على عناصر المناخ بالتفصيل مثل تصنيف ثورنثويت. وتصنيف غير معقد بحيث يعطى نتائج دقيقة مثل تصنيف بيلي. غير أن أحداً لم يتوصل حتى الآن إلى مثل هذا التصنيف المتكامل. إلا أن الأمل مازال معقوداً لتحقيق هذا الهدف في المستقبل إذا استمرت الدراسات المناخية في تقدمها في هذا الفرع من فروع علم المناخ.

وبناء على العرض السابق لأسس التصنيف المناخي وطرقه والتصنيفات المناخية المشهورة يتضح لنا أن أنواع المناخ المختلفة (شكل رقم ١١ - ٧) هي نتيجة للنظام الحرارة والرطوبة وتوزيعاتهما الفصلية (شكل رقم ١٢ - ٧) وما يرتبط بذلك من غطاء نباتي طبيعي. وتبعاً لذلك فإنه يمكن أن نقسم العالم إلى أربعة أقاليم مناخية رئيسية تنقسم كل منها إلى أقاليم مناخية فرعية مميزة وذلك على النحو التالي.

### أقاليم العالم المناخية

#### أولاً: الأقاليم الإستوائية والمدارية،

وهذه تتميز بارتفاع درجة الحرارة طوال العام، كما أنها تخضع لسيطرة الكتل الهوائية الإستوائية والمدارية. وتشمل هذه الأقاليم كل المناطق الواقعة بين نطاقى الضغط المرتفع فيما وراء المدارين ونطاق الضغط المنخفض الإستوائى ونطاق هبوب الرياح التجارية الشرقية. وأهم الظواهر المناخية لهذه الأقاليم هي شدة الإشعاع الشمسى طوال العام. ويشمل هذا النوع من الأقاليم الآتية:

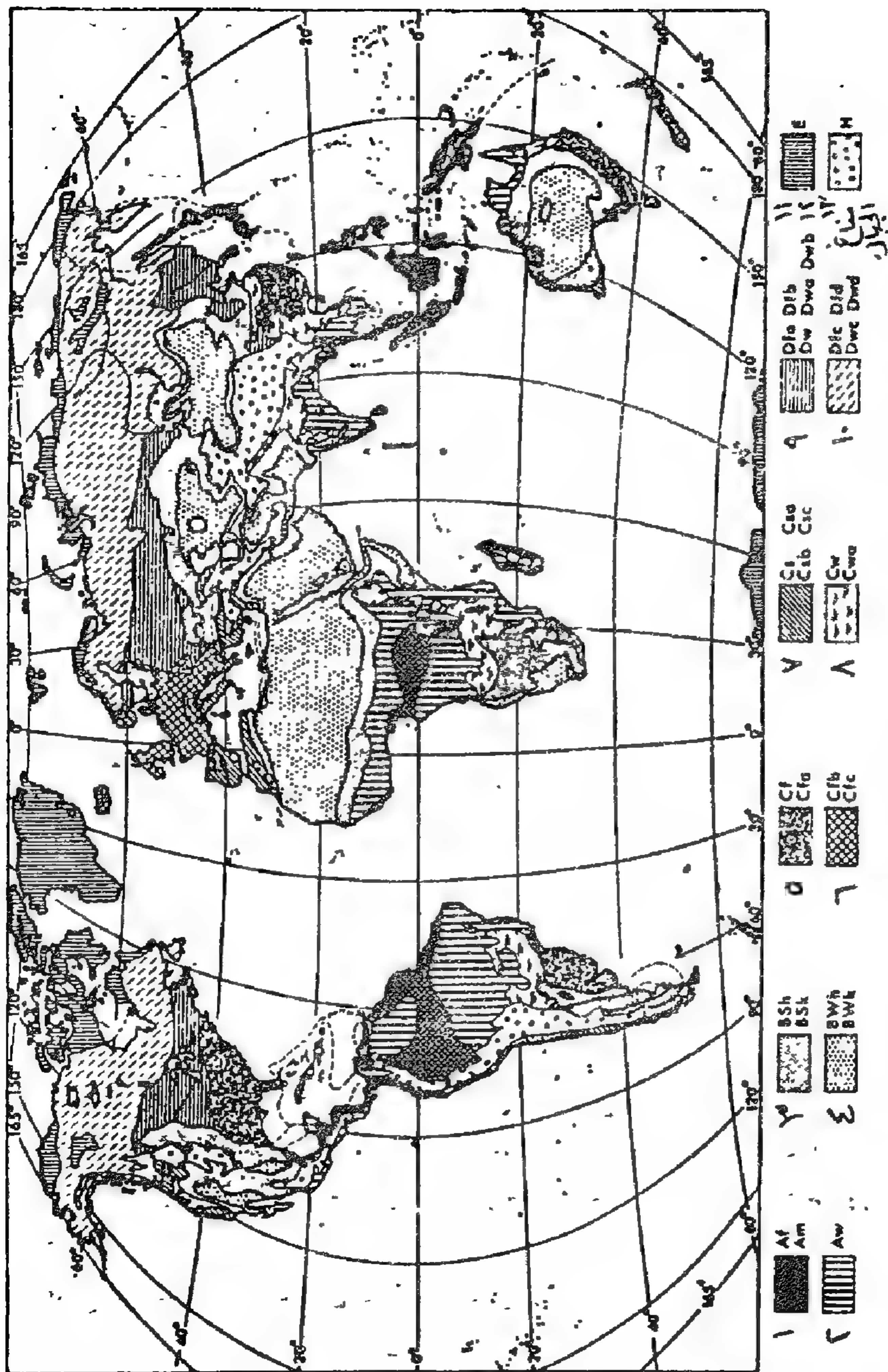
١- المناخ الإستوائى أو المدارى الدائم الممطر.

٢- المناخ المدارى ذو الفصل الجاف.

٣- المناخ الموسمى.

٤- المناخ المدارى الجاف وشبه الجاف.





(شكل رقم ٧:١١) توزيع الأقاليم المناخية في العالم (الأرقام تدل على

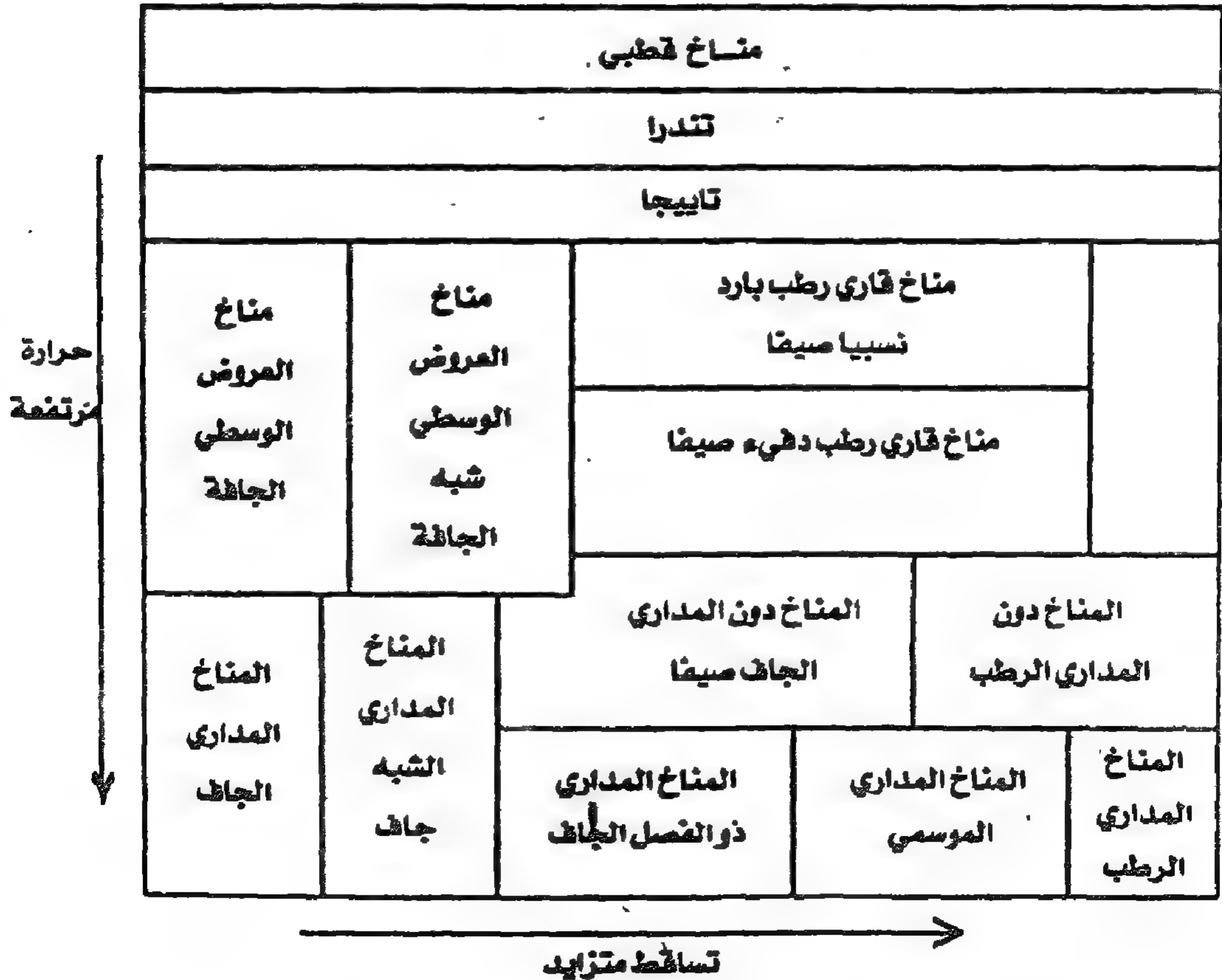
الأنواع المناخية الواردة في متين هذا الفصل)



## ثانياً، الأقاليم دون المدارية والمعتدلة،

تتمثل هذه الأقاليم في العروض الوسطى في نصفى كوكب الأرض والتي تتميز بتقابل الكتل الهوائية الدفيلة بالكتل الباردة، وفصول السنة فيها توصف بأنها دفيلة أو باردة أكثر من كونها رطبة أو جافة. كما تتميز بالتغيرات الحرارية من فصل لآخر وكذلك بكثرة الأعاصير التي تسبب الأمطار. ويسيطر على هذه الأقاليم الكتل الهوائية القطبية القارية والبحرية. ويشمل هذا النوع المناخى الأقاليم الفرعية الآتية:

- ٥- المناخ دون المدارى الجاف صيفاً.
- ٦- المناخ دون المدارى الرطب. ٧- المناخ البحرى.
- ٨- مناخ العروض الوسطى الجاف وشبه الجاف.
- ٩- المناخ القارى الرطب الدافىء صيفاً.
- ١٠- المناخ القارى الرطب البارد نوعاً صيفاً.



(شكل رقم ١٢-٧) العلاقة بين التساقط والحرارة وتوزيع الأقاليم المناخية

### ثالثاً: أقاليم المناخ الباردة:

أهم خصائص هذا المناخ هو البرودة نتيجة إختلافات في الخصائص الحرارية والتساقط، كما أن أقاليم هذا المناخ تقع تحت تأثير الكتل الهوائية الباردة لقربها من القطب. وأنواع هذا المناخ ثلاثة وهي:

١١- المناخ دون القطبي (التاييجا)

١٢- التندرا.

١٣- المناخ القطبي.

### رابعاً: الأقاليم التي يسيطر عليها عامل الارتفاع (مناخ المرتفعات)

يسود هذا النوع من المناخ في المناطق الجبلية العظيمة الارتفاع مثل السلاسل الجبلية الالتوائية (جبال الروكي والانديز، الهيمالايا والألب) ومايتصل بها من هضاب وسلاسل ألبية حديثة. وأهم خصائص هذا النوع من المناخ هو تنوع نطاقاته على الجبال ويتوقف ذلك على ارتفاع الجبال ومواقعها بالنسبة لدوائر العرض ونظام التضاريس المحلية.

والتقسيم السابق يعتمد كما هو واضح اعتماداً كبيراً على درجة الحرارة والتساقط وتوزيعها الفصلي وعلاقة ذلك بالغطاء النباتي الطبيعي، وعلى الرغم من أن مثل هذا التقسيم يعتمد تحديده على عمليات حسابية دقيقة تحدد العديد من الأنواع المناخية الفرعية إلا أنه يساعدنا على التعرف ودراسة أنماط المناخ الرئيسية مما يؤكد وجود نسق أو نظام لأنواع المناخ على سطح كوكب الأرض.

---

## المراجع

- المراجع العربية

- المراجع الأجنبية

---





## المراجع

### أولاً، المراجع العربية:

- أحمد إسماعيل عبد الرؤوف: زراعة الحقل، الجزء الأول، القاهرة، ١٩٤٨.
- أحمد عبد السلام: أثر العوامل المناخية في نمو وإنتاج محاصيل الخضر، مجلة الفلاحة العدد ٩، ١٠، ١٩٦٩.
- الجمعية الكيمياء الأمريكية: مكافحة تلوث البيئة، واشنطن، ١٩٦٩ مترجمة: أنور محمود عبد الواحد، القاهرة، ١٩٧٢.
- السيد البحيري: الخواص الطبيعية للأراضي الزراعية، الطبعة الأولى، القاهرة، ١٩٣٨.
- جودة حسنين جودة: الجغرافية المناخية والحيوية، الإسكندرية، ١٩٩٦.
- حسن أبو العيدين: أصول الجغرافيا المناخية، الإسكندرية، ١٩٨٨.
- خالد المطري: الجغرافيا الحيوية، جدة ١٩٨١.
- دولت أحمد صادق، علي علي البنا: أسس الجغرافيا العامة. القاهرة ١٩٦٦.
- شاهر جمال آغا: علم المناخ والمياه - الجزء الأول - علم المناخ، دمشق، ١٩٧٨.
- عائدة بشارة: التوطن الصناعي في الإقليم المصري، القاهرة ١٩٦٢.
- عبد الرحمن حميدة: علم المناخ، دمشق، ١٩٦٩.
- عبد العزيز طريح شرف: مناخ العالم. الجزء الثاني. التقسيمات المناخية ومناخ أفريقيا، الإسكندرية ١٩٦٣.
- عبد العزيز طريح شرف: الجغرافيا المناخية والنباتية، الإسكندرية، ١٩٧٤.
- علي عبد الوهاب شاهين: محاضرات في جغرافية المناخ والنبات، جامعة بيروت العربية، ١٩٦٥.
- عبد الله زين العابدين: الطبيعة الزراعية، الطبعة الثالثة، القاهرة، ١٩٤٤.
- علي علي البنا: أسس الجغرافية المناخية والنباتية، بيروت، ١٩٦٨.
- علي علي الخشن، محمود حبيب: القواعد الأساسية لإنتاج المد صيل، الجزء الأول، الإسكندرية، ١٩٦٣.
- علي مصطفى مرسى: محاصيل الحقل، الجزء الأول، القاهرة، ١٩٦١.
- علي حسن موسى: المناخ الإقليمي، دمشق، ١٩٧٨.
- علي حسن موسى: التوزيع في المناخ التطبيقي، دار الفكر، دمشق، ١٩٨٢.
- علي حسن موسى: مناخات العالم، دار الفكر، دمشق، ١٩٨٩.
- علي حسن موسى: أساسيات علم المناخ، دار الفكر، دمشق، ١٩٩٤ م.
- علي حسن موسى: النيل، دار الفكر دمشق، ٢٠٠٠.
- فتحى عبد العزيز أبو راضى: أسس الجغرافية الطبيعية، الإسكندرية، ٢٠٠٢.
- فتحى محمد أبو عيانة، فتحى عبد العزيز أبو راضى: قواعد الجغرافيا العامة: الطبيعية والبشرية، ٢٠٠٢.
- فرج محمد علي: بعض مشكلات الأرصاد الجوية الزراعية، الموسم الثقافي السابع، ٦٢، ٦٣، مصلحة الأرصاد الجوية، القاهرة، ١٩٦٢.
- فهمى هلالى هلالى أبو العطا: الطقس والمناخ - دراسة في طبيعة الجو وجغرافية الإسكندرية، ب. ت.

- كمال رمزي ستيلو: زراعة الخضر، الطبعة الرابعة، القاهرة، ١٩٥١.
- لؤى أهدي: علم المناخ والأرصاد الجوية، دمشق، ١٩٧٣.
- ليلي عبد الواحد: الأرصاد الجوية والإنتاج الزراعي، الصحيفة الزراعية مارس ١٩٦٩.
- محمد حلمي محمد جعفر: منطقة قليوب، دراسة في الجغرافية الزراعية، رسالة ماجستير غير منشورة، كلية الآداب، جامعة عين شمس، القاهرة، ١٩٦٦/٦٥.
- محمد خميس الزوكه: مناطق الإستصلاح الزراعي في غرب الدلتا، رسالة ماجستير غير منشورة، كلية الآداب، نوفمبر، الإسكندرية ١٩٦٨.
- محمد متولي، إبراهيم رزقانه، محمد صفى الدين أبو العز، محمد صبحي عبد الحكيم: أسس الجغرافية الطبيعية، الجزء الثاني، الجغرافية المناخية، القاهرة، ١٩٥٤.
- محمد متولي، إبراهيم رزقانه، محمد صفى الدين أبو العز، محمد صبحي عبد الحكيم: أسس الجغرافيا الطبيعية. الجزء الثالث، الجغرافيا الحيوية، القاهرة، ١٩٥٦.
- محمد جمال الدين الفلدي: الطبيعة الجوية - القاهرة ١٩٦٤.
- محمد جمال الدين الفلدي: طبيعيات الجور وظواهره، القاهرة، ١٩٥٦.
- محمد جمال الدين الفلدي: الأرصاد الجوية في خدمة الطيران، مجلة القوات الجوية، العدد ١٩٦٨، سبتمبر القاهرة، ١٩٦٩.
- محمد صبحي عبد الحكيم: مدينة الإسكندرية، رسالة دكتوراه، القاهرة، ١٩٥٨.
- محمد محمود الصياد: مناخ غرب الدلتا، مجلة كلية الآداب، القاهرة، الجزء الثاني، سبتمبر، القاهرة ١٩٥٣.
- محمد نجيب عبد العظيم: علم المناخ المعاصر، الاسكندرية، ١٩٩٦.
- محمود حامد محمد: (الميتورولوجيا، أو ظواهر الجو في الدنيا ومصر خاصة)، القاهرة، ١٩٤٧.
- نعمان شحادة: علم المناخ، عمان، ١٩٨٣.
- نعمان شحادة: المناخ العملي، عمان، ١٩٨٣.
- يوسف توني: جغرافية الأحياء: الجزء الأول. جغرافية النبات، القاهرة ١٩٦١.
- يوسف عبد المجيد فايد: مدخل إلى دراسة المناخ التفصيلي. حوليات كلية الآداب، جامعة القاهرة، مجلد ٢٥، جزء ٢، كانون الأول، ١٩٦٣.
- يوسف عبد المجيد فايد: دراسات مقارنة للتصنيفات المناخية. الجمعية الجغرافية المصرية، القاهرة، المحاضرات العامة، الموسم الثقافي لسنة ١٩٦٣.
- يوسف عبد المجيد فايد: المناخ والإنسان، مجلة المحاضرات العامة، للجمعية الجغرافية المصرية، للموسم الثقافي، ١٩٦٤، القاهرة ١٩٦٤.
- يوسف عبد المجيد فايد: خرائط الطقس والمناخ بين الميتورولوجيا والجغرافية، المجلة الجغرافية العربية، السنة الأولى، العدد الأول، القاهرة ١٩٦٨.
- يوسف عبد المجيد فايد: جغرافية المناخ والنبات القاهرة، ١٩٧٣.

#### ثانياً، المراجع الأجنبية:

- Abdel- Kader A.Ali: El Nino events and Rainfall Variations in The Sahel Region of Africa. Bulletin De La Societe de Geographie D'Egypte, Tome . 1993.
- Ann Henderson- Sellers and Robinson, P.J.: Contemporary Climatology, Longman, 1988.
- Aubert, G., Arid Zone Soils.: The Problems of The Arid Zone. Proceedings of The Paris Symposium. Unesco, 1962).



- Ayoade, J.O. "Introduction to Climatology for the Tropics". John Wiley & Sons, 1983.
- Bailey, H.P.; A Simple Moisture Index Based Upon a Primary Law of Evaporation". Geografiska Annaler, 1958.
- Balls, L. : "Cotton Growing Weather in Egypt, Report of The International Cotton Congress, Cairo, 1930.
- Barrett, E.C.; "Climatology Form Satellites". London, 1975.
- Barry, R. G & Chorley, R. J.; "Atmosphere, Wather and Climate". (4th edn), Methuen 1982.
- Bliar, T & Fite, R.C., : "Weather Elements". New York, 1965.
- Bliar, T.; "Climatology, General and Regional". New York, 1970.
- Boswell, V.R. & Jones, H.A. : "Climate and Vegetable Crops, Year Book of Agric. Washington, 1941.
- Brooks, G.E.P.: "Climate in Everday Life" 1950.
- Bruce, J.P. "The Atmosphere of The Living Planet Earth". Geneva, wmo, No. 735, 1990.
- Buchnell, J., : Climatology, An Introduction. London, 1964.
- Budyko, M.I., : The Earh's Climate: Past and Furture, Academic Press, 1982.
- Bunting, B.T.; The Geography of Soil.2 nd Ed. London, 1967.
- Cain, Stanley,: "Physical Basis of Plant Geography", 1950.
- Campbell, D. H.: "An outline of Plant Geography", 1962.
- Chandler, J.J.; "The Climate of London". London. 1965.
- Chandler, T.J.: "Modern Meteorology and Climatology". Harvard University Press. 1950.
- Chang, Jen-Hu; : "Climate and Agriculuure". Chicago, 1968.
- Cone, M.A.: "Oceanographic Events during El-Nino, Science, 222, 1983.
- Conrad. V & Pollak, L.W.; "Methods in Climatology". Harvard Uniersity Press, 1950.
- Critchfield, H. J.: "General Climatology". Englewood Cliffs New Jersey, 1966.
- Decan, E.J.; "Physical Processes Near The Surface of The Earth". World Survey of Climatology, Vol.2, General Climatology, 2 Elsver Publishing Company, Amstrdam, 1969.
- Derrik Sewell, E.R. & Others : "Human Response to Weather and Climate, Geographical Contributions, Geog. Rev. No. 18, April, 1968.
- Dix, M.; "Envionmental Pollution". New York, 1981.
- Donahue, R.L., Soils, : An Introduction to Soils and Plant Growth, 1958.
- Flohn, H. (editor) : General Climatology 2, 1970.(World Survey of Climatology. Vol. II).
- Gates, D.M.; "Mand and his Environment: Climate". Harper and Row, 1972.
- Geiger, R.; "The Climate Near The Ground" Harvard University Press, 1965.
- Griffiths, J.F.; "Applied Climatology; An Introcuuction". Oxford University Press, 1970
- Hardy, M.E.: "The Geography of Plants". 1944.
- Haurwitz. B & Austin, M.J.: "Climatology". New York, 1944.
- Hess, S.L; "Introduction to Theoretical Meteorology". New York, 1980.

- Hobbs, J.E.: "Applied Climatology". London, 1980.
- Horrocks, N.K.: "Physical Geography and Climatology". London, 1966.
- Houghton, J.T. (ed.): "The Global Climate, Cambridge University Press. 1984.
- Kendrew, W.G.: "Climatology". , 1944.
- Kendrew, W.G.: "The Climate of The Continents". Oxford, 1953.
- Kimble, O.H.: "The Weather," 2 nd ed. 1931.
- Koppe, C.E. & De Lond, G.C.: Weather and Climate, N.York 1958.
- Landsberg, H.E.: "Physical Climatology". Gray Printing Co, 1967.
- Lave. L. B & Seskin, E. P.: "Air Pollution and Human Health". Science, 169, 1970.
- Lockwood, J.G.: World Climatology : An Environmental Approach, Edward Arnold, 1974.
- Lockwood, J.G.: "Cauces of Climate". London, 1979.
- Magness, A.C. & Mitchell, J.W.: Effect of Climatic Factors on Growing Plants, Year Book of Agriculture. Washington. 1941.
- Magness, G.R. & Traub, H.F.: "Climatic Adaptation of Fruit and Nut Crops, Agric: Year Book, Washington, 1941.
- Mather, J.R., "Climatology", Fundamentals and Applications", 1974.
- Mc Dermott, Walsh: "Air Pollution and Public Health, Scient, Am.205, 4. 1961.
- Miller, A.A.: "Climatology". London, 1960.
- National Academy of Science, Understanding Climatic Change: A Program for Action, U.S. Committee for GARP, National Research Coucil, Washington D.C.1975.
- Namias, J. & Cayan, D.R; El Nino: Implications fo Forecasting. Oceanus, 27, 1984.
- Neuberger, H. & Stephens, F.B.: Weather and man, 1948.
- Newbigin, M.I. "Plant and Animal Geography, " 1936 .
- Papadakis, J.: "Climatic Classification and Terminology Monthly Climate". Buenos Aires, 1978.
- Pack, Donald, H. : "Meteoroiogy and Air Pollution. Science,146, 3648, 1964.
- Parry, M. : "The Climates of Twons, Weather, Vol 5. No. 10, 1950.
- Philip, A.L.: "Geograpical aspects of Air Pollution; Geog. Rev. Vol. 36.1966..
- Philander, S.G.H.: El Nino, La Nina, and The Southern Oscillation. Academic Press, San Diego, 1990.
- Polunin, N.: Introduction to Plant Geography, London, 1960.
- O'Hare, Greg & Sweeney, J.: The Atmospheric System". London, 1990.
- Oliver, J.E; : "Climate and Man's Environment". New York, 1973.
- Rasmusson, E. M & Carpenter, T.: Variations in Tropical Sea Surface Temperutur and Surface Wind Fields Associated With The Southern Oscillation/ El Nino, Mon. Weather Rev. 110, 1982.
- Rasmusson, E. M & Wallace, J.M : Meteorological aspects of Te ElNino/ Southern Oscillation. Science, 222. 1983.
- Rasmusson, E. M& Hall, J.M.: The Major Pacific Warm Episode of 1982/83.
- Rihel, H.: "Introduction to The Atmosphere". New York, 1978.
- Stamp, L.D., The Land of Britain, It's Use and misuse, London, 1948.
- Sellers, W.D; : "Physical Climatology". Chicago, 1965.



- Setzer, J.: "A New Formula For Precipitation Effectiveness" Geogr Rev, Vol. 36, 1946.
- Sharaf, S.: "Modern Approach to Regional Climatology as Applied to The British Isles" A Thesis Submitted for The Degree of Ph.D in University of Reading, 1951.
- Sukla, J.: Seasonal Predictions: Enso and Toga. Center for Ocean - Land Atmosphere Studies, Geneva, 1997.
- Smith, K.: "Principles of Applied Climatology". New York, 1975.
- Strahler, A.N.: "Physical Geography". 3rd edn. New York, 1969.
- Strahler, A.N & Strahler, A.H.: "Modern Physical Geography". New York, 1978.
- Statyer, R.O. & Mocllogh, I.C.: Practical Microclimatology, UNESCO, 1961.
- Statyer, R.O. & Mocllogh, I.C.: Earth and Water Temperature in Egypt Physical Department, Paper No. 52, Cairo.
- Terjung, W.H.: "Physiologic Climates of The Conterminous United States: A Bioclimatic Classification Based on Man". Annales Association of American Geographers, 65, 1966.
- Thornthwaite, W. C.: "The Climate of North America According to New Classification". Geogr. Rev, Vol. 21, 1931.
- Thornthwaite, W. C.: "The Climate of Earth, Geog. Rev. Vol. 23.3, 1931.
- Thornthwaite, W. C.: "Problems in The Classification". Geogr, Rev. Vol. 33, 1943.
- Thornthwaite, C.W.: "An Approach toward a Rational Classification of Climate". Geogr, Rev. Vol. 38, 1948.
- Thornthwaite, W. C & Mather, J.R.: "Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and The Water Balance" Publ. in Climatol; Drexel, inst. of Tech; Lab of Climatofogy, Vol X, New Jersey, 1959.
- Thom, C.E.: "The Discomfort Index, Weatherwise, 12,2, 1959.
- Trewartha, G.T.: "An Introduction to Weather and Climate". New York, 1954.
- UNESCO: "Climate and House Design". New York, 1971.
- Wallace, J.N & Hobbs, P. V.: "Atmospheric Science". New York, 1977.
- Weaver, J.E. & Clements, F.E.: Plant Ecology, McGraw Hill- Book, Co. Inc. N.Y.
- W.H.O.: "International Cloud Atlas", Geneva, 1956.
- W.H.O.: "Guide to Meteorological Instruments and Observing Practices" No.8 Tp.3
- Wyrtki, K.: El Nino - The Dynamic Response of The Equatorial Pacific Ocean to Atmospheric Forcing. J.Phys. Oceanogr, 5, 1975.
- Wyrtki, K.: Water Displacements in the Pacific and The Genesis of El Nino Cycles. J. Geophys. Res. 90, 1985.









Bibliotheca Alexandrina



1032562